Der Gabbro-Amphibolitzug von Rehberg im niederösterreichischen Waldviertel

Von

Arthur Marchet

(Mit 5 Textfiguren und 2 Tafeln)

(Vorgelegt in der Sitzung am 23. Jänner 1919)

Einleitung.

Wenn man von Krems das Tal des gleichnamigen Flusses aufwärts wandert, gelangt man nach etwa einer halben Stunde bei der Lederfabrik an eine Stelle, wo sich das Tal verengt. Hier findet sich eine ziemlich mächtige Bank von schwärzlichgrünem Amphibolit, die sich weit nach Norden bis östlich von Gars verfolgen läßt. Die ersten Angaben über das Auftreten dieses Gesteins finden sich bei J. Cžjžek.[1] Durch die Untersuchungen von F. Becke[2] wurde nachgewiesen, daß man im Waldviertel mehrere Amphibolittypen unterscheiden muß. Der »normale Amphibolit« sowie der »Smaragditgabbro« der beiden Arbeiten sind Gesteine, die dem Rehberger Gabbro-Amphibolitzug angehören. Eine kurze Beschreibung des Gesteins, sowie eine Kartierung desselben ist dann in dem

[1] J. Cžjžek: Geologische Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhartsberg. Beilage zu Bd. 7 der Sitzber. d. mathem.-naturw. Kl. d. Akad. d. Wiss. in Wien, 1853.

[2] F. Becke: Die krystallinen Schiefer des niederösterreichischen Waldviertels. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, 84. Bd., 1881, I. Abt., p. 551 bis 555.

Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermak's Min. Petr. Mitt., IV, 1882, p. 233 bis 322 und 360 bis 365.

von der Wr. Mineral. Gesellschaft zur 85. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte herausgegebenen Hefte »Das niederösterreichische Waldviertel«[1] enthalten.

Hofrat Becke gab dann später[2] einige Verbesserungen und Ergänzungen der geolog.-petrogr. Karte dieses Heftes an, die zum Teil auch den Gabbro-Amphibolit betreffen. Hier wäre noch hinzuzufügen, daß das Gestein östlich von Ober-Plank nur eine dem Schiefergneis aufgelagerte Schuppe bildet. Man trifft daher in größerer Höhe wieder auf den Schiefergneis des Liegenden. Wie aus der beigefügten Kartenskizze (Taf. I) ersichtlich ist, findet man die Fortsetzung des Zuges im Kamptal etwa $^3/_4$ *km* südöstlich von der Mündung des Doppelbachgrabens.[3]

Das Material zu der vorliegenden Arbeit stammt zum Teil von Herrn Hofrat Becke, der die große Freundlichkeit hatte, es mir zur Untersuchung zu überlassen, zum Teil wurde es von mir bei Begehungen des Gebietes aufgesammelt.

A. Geologischer Teil.

Der Gabbro-Amphibolitzug von Rehberg gehört der moldanubischen Zone nach F. E. Suess[4] an und hat wie deren übrige Gesteine den Charakter eines in größerer Erdtiefe gebildeten krystallinen Schiefers im Gegensatz zu den Gesteinen der moravischen Zone.

Was die Lagerungsverhältnisse anbelangt, so findet sich der Amphibolit konkordant dem Schiefergneis eingelagert, von dem er sich im südlichen Teil, vom Kremstal bis etwa zum Klopfertberg, scharf trennen läßt, während im Norden der

---

[1] F. Becke, A. Himmelbauer, F. Reinhold und R. Görgey: Das niederösterreichische Waldviertel. Tschermak's Min.-Petr. Mitt., XXXII, p. 201, 223 (1914).

[2] F. Becke: Zur Karte des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermak's Min.-Petr. Mitt., XXXIII, p. 354 (1915).

[3] Für die Zeichnung der Skizze wurden auch die Originalaufnahmen von Hofrat Dr. F. Becke und Dr. A. Himmelbauer zu Hilfe genommen.

[4] F. E. Suess: Die Moravischen Fenster und ihre Beziehungen zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. Denkschr. der Akad. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl., *78*, 1912, p. 541 bis 632.

Schiefergneis häufig durch Anreicherung von Hornblende in den Amphibolit überzugehen scheint. Hier findet auch mehrfach Wechsellagerung zwischen Amphibolit und Schiefergneis statt. Im südlichen Teil konnte nur in dem Graben, der von Rehberg nördlich dem Goldberg gegen Gneixendorf hinaufführt, eine Einschaltung von Schiefergneis im Amphibolit festgestellt werden. Sowohl im Hangenden als auch im Liegenden wird der Gabbro-Amphibolit von Serpentinvorkommen begleitet. Am Südhang eines Seitengrabens östlich von Rehberg ist die Kontaktstelle der beiden Gesteine aufgeschlossen (Profil Fig. 1). Hier tritt zwischen Amphibolit und Serpentin eine, durch Stoffaustausch entwickelte, gewölbte Lage von

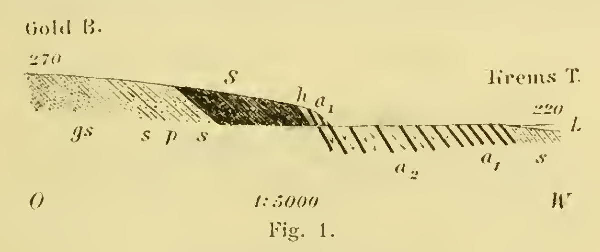


Fig. 1.

Profil aus einem Seitengraben östlich von Rehberg.

L = Löß, h = Strahlsteinschiefer,
s = Schiefergneis, S = Serpentin,
a_1 = plattiger-dünnflaseriger Amphibolit, p = Pegmatitgang.
a_2 = grobflaseriger Amphibolit, gs = Gneisglimmerschiefer.

zirka $^1/_4$ *m* mächtigem Strahlsteinschiefer auf. Wie in dem Profil angedeutet, sind am Südhang des Grabens nur die Gesteine im Liegenden des Amphibolits aufgeschlossen. Auf Gneisglimmerschiefer folgt eine rund 50 *m* mächtige Lage von Schiefergneis, der parallel zur Schieferung von einem Pegmatitgang durchsetzt wird. Darüber liegt Serpentin, der gegen den Amphibolit von dem oben erwähnten stark zersetzten und steil einfallenden Strahlsteinschiefer begrenzt wird. Auf diesen folgt der unterste Teil des Amphibolitlagers in ziemlich dünnflaseriger Ausbildung mit körnigen Partien von Uralitgabbro. Das Hangende ist an der Nordseite des Grabens zu beobachten. Zuerst folgt grobflaseriger Amphibolit, der dann, wie später geschildert wird, immer mehr gegen

Amphibolit von dünnplattiger Textur zurücktritt und schließlich gelangt man in den Schiefergneis des Hangenden. Der Amphibolit besitzt hier im Hangenden des Serpentins eine abweichende Lagerung. Das Streichen ist gegen NNW gerichtet, das Fallen beträgt etwa 50° gegen WSW. Die normale Lagerung in dieser Gegend ist hingegen nördliches Streichen bei einem Einfallen unter 30° gegen West. Südwestlich von Stratzing verschwindet der Amphibolitzug unter der Lößmasse, welche das Kremsfeld bildet, um in zirka $4^1/_2$ *km* Entfernung in den nördlichen Seitengräben des Sirnitzbaches wieder an den Tag zu treten. Von hier läßt sich das Gestein bis an die Straße Langenlois—Schiltern verfolgen, wo dann wieder eine Unterbrechung stattfindet. Das Streichen ist in

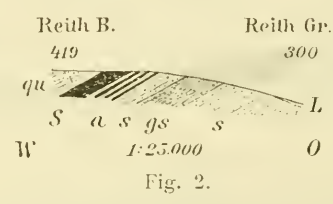


Fig. 2.

Profil Reithberg-Reithgraben.

L = Löß, *a* = Amphibolit,
s = Schiefergneis, *S* = Serpentin,
gs = Glimmerschiefer, *qu* = Quarzit.

diesem Abschnitt mehr gegen Ost gerichtet und schwankt zwischen NNO und ONO. Das stärkste Ausbiegen gegen Osten beobachtet man am Dürnitzbüchel mit einem Streichen N 67° O und Fallen 22° NNW.

Die Fortsetzung des Gesteinszuges trifft man dann etwa 1 *km* östlich von der Straße nach Schiltern in einem Seitengraben des Reithtales. An den Ostabhängen des Reithberges im Liegenden von Serpentin (Profil Fig. 2), dann an den Westabhängen des Schmalz- und Klopfertberges trifft man den Amphibolit immer wieder an. Das Streichen schwankt hier zwischen NNW und N. Auch der Fallwinkel ist nicht konstant, er beträgt am Schmalzberg 20°, am Klopfertberg (im Hangenden von größeren Serpentinmassen!) hingegen 40° gegen West. Nördlich vom Klopfertberg wird das Gestein

feinkörniger, häufig treten Einschaltungen von Schiefergneis, westlich von Gottsdorf auch von Marmor auf.

Das folgende Profil soll die Lagerungsverhältnisse östlich vom Seebingberg veranschaulichen. Unter dem grobschuppigen, biotitreichen Schiefergneis, der den Gipfel zusammensetzt, folgt zunächst ein feinkörniger, feldspatreicher Granitgneis, der eine fast 2 *km* lange Linse vom Nordabhang des Seebingberges bis zu dem gegen den Stiefernbach abfallenden Rand des Plateaus von Thürneustift bildet. Das Gestein nimmt gegen die Tiefe, wie auch im Profil angedeutet ist, rasch an Mächtigkeit ab, so daß man es in dem tief eingeschnittenen Tal des Stiefernbaches nicht mehr antrifft. Wohl im Zusammenhang mit diesem Granitgneis stehen aber

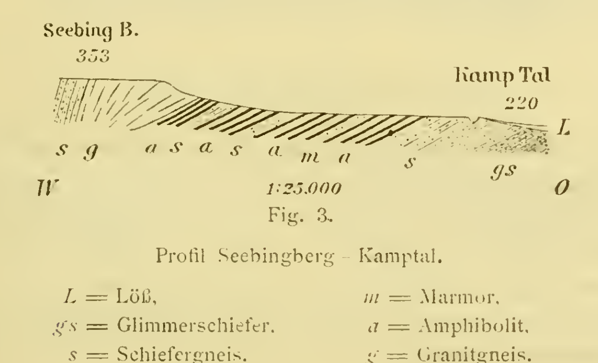


Fig. 3.

Profil Seebingberg — Kamptal.

L = Löß, *gs* = Glimmerschiefer, *s* = Schiefergneis, *m* = Marmor, *a* = Amphibolit, *g* = Granitgneis.

die zahlreichen Adern von Pegmatit und Aplit, die im Stieferntal zu beobachten sind. Unter dem Granitgneis liegt dann Amphibolit und zwar anfänglich in einer Ausbildung, die an den »Pfefferkorn«-Amphibolit von Schiltern erinnert. Weiter im Liegenden trifft man braunen, quarzitischen Schiefergneis abwechselnd mit plattigem, feinkörnigen Amphibolit (im Profil schematisiert). Auch eine Lage von Marmor ist in dem Amphibolit weiter östlich enthalten. Der Bahneinschnitt im Kamptal ist schon im Schiefergneis des Liegenden angelegt. Unter diesem folgt, wie Grundaushebungen bei Gottsdorf gezeigt haben, Glimmerschiefer.

Zwischen Stieferntal und Plank schwankt das Streichen des Amphibolits zwischen NNW und NNO bei einem normalen

Einfallen unter 30° gegen West. Noch weiter nördlich biegt dann das Streichen immer mehr gegen Ost, so daß man bei den Felsen, die $^3/_4$ *km* südöstlich von der Mündung des Doppelbaches an der Kamptalstraße anstehen, ein Streichen nach NO beobachten kann. Der Fallwinkel ist sehr hoch und beträgt bei 80° NW. Ähnlich ist die Lagerung auch bei Maiersch (Str.: N 37° O und F.: 60° NW). Diese abweichende Lagerung hängt damit zusammen, daß die krystallinen Schiefer hier ein Satteljoch bilden, wie Hofrat Becke schon in seiner Waldviertelarbeit[1] betonte. Jene Amphibolite, die im Süden des Dorfes Maiersch an der Straße nach Plank anstehend getroffen werden, sind in inniger Wechsellagerung mit Schiefergneisen verknüpft, mit denen sie auch durch Übergänge verbunden erscheinen.

B. Petrographischer Teil.

Der petrographische Charakter des Gabbro-Amphibolites ist, besonders im südlichen Teil, ein ziemlich wechselnder. In der Umgebung von Rehberg sind mehrere Aufschlüsse vorhanden, die dies deutlich zeigen. Man findet hier in der Mitte des Lagers Gesteine mit typisch flaseriger Textur; sie treten in Form von Linsen auf, die von ebenplattigem Amphibolit umflossen werden.

Gegen das Hangende und Liegende zu werden diese Linsen immer seltener, sie erscheinen schmäler und langgezogener, bis schließlich bloß ein Amphibolit mit ebenplattiger Textur vorliegt (siehe Fig. 1, p. 217). An der Grenze gegen den Schiefergneis finden sich dann manchmal Varietäten, die durch ihren abweichenden Mineralbestand auffallen, da Granat und Quarz oder Epidot und Quarz als Gemengteile auftreten (siehe Fig. 4). Stoffaustausch mit dem Nebengestein (Schiefergneis) hat wohl ihre Entstehung verursacht. Zu erwähnen wäre hier auch das Auftreten von Varietäten mit deutlicher Lagentextur. Plagioklasreiche, licht gefärbte Lagen wechseln mit amphibolreichen, dunklen Lagen ab, was

[1] L. c. p. 396.

dem Gestein ein gebändertes Aussehen verleiht. In den lichten Lagen kann man an Stelle der Hornblende dann manchmal hellgefärbten Diopsid beobachten. Von großem Interesse ist ein Gestein, das bei der Lederfabrik im untersten Kremstal im Hangenden des normalen, ebenplattigen Amphibolits anstehend gefunden wurde und neben monoklinem Amphibol in größerer Menge auch rhombischen Amphibol enthält (Fig. 4). Es ist bisher der einzige Vertreter derartiger Gesteine im niederösterreichischen Waldviertel. Seine Entstehung ist auf

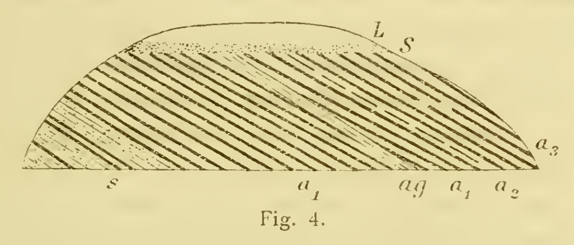


Fig. 4.

Aufschluß bei der Lederfabrik im Kremstal.

L = Löß,
S = Schotter,
s = Schiefergneis wechsellagernd mit Amphibolit,
ag = Aplitgang,
a_1 = normaler ebenplattiger Amphibolit,
a_2 = Anthophyllit-Amphibolit,
a_3 = Epidot- und granatführender Amphibolit.

eine etwas abweichende Zusammensetzung des ursprünglichen Gesteins zurückzuführen. Es möge nun eine eingehendere Beschreibung der einzelnen Varietäten folgen.

1. Flaseriger Gabbro-Amphibolit.

Im südlichen Teil des Amphibolitzuges bis in die Gegend des Stiefernbaches finden sich typische Vertreter dieses Gesteins. Es ist mittel- bis grobkörnig und besitzt eine schwärzlich grüne Farbe. Der »Smaragditgabbro«, den F. Becke in seiner Waldviertelarbeit[1] beschreibt, gehört hierher. Mit freiem Auge kann man in dem Gestein als Hauptgemengteile 1 bis 3 *cm* lange, faserig struierte Hornblenden und einzelne größere Plagioklaskörner mit Zwillingsstreifung auf den Spaltflächen

[1] L. c. p. 360.

erkennen. Die großen, knotenartig aus dem Gestein hervorragenden Amphibole zeigen sehr häufig die Trennungsflächen des Diallages, aus dem sie, wie die mikroskopische Untersuchung beweist, hervorgegangen sind. An den Enden lösen sie sich in Büschel von kleinen Stengeln auf. Neben diesen großen Amphibolen bemerkt man mit freiem Auge schon kleine Säulchen von dunkelgrüner Hornblende, die in manchen Proben regellos, manchmal aber mehr oder minder parallel gelagert erscheinen.

Ähnlich ist auch das Auftreten der Plagioklase. Außer den großen Individuen finden sich in wechselnder Menge ziemlich feinkörnige Aggregate von Plagioklas, die in geringer Menge kleine Hornblendesäulchen enthalten. Diese »granoblastischen« Gemenge bilden wie die kleinen Säulchen von Amphibol oft langgestreckte Kornflasern, die bald in ganz dünnen, bald wieder in dickeren, sich mannigfach verzweigenden Lagen zwischen die grobkörnigen Gemengteile eindringen und sie umhüllen. Durch Zurücktreten dieser Kornflasern entstehen Varietäten, die die Struktur eines Gabbros noch sehr gut erhalten zeigen. Recht ähnliche Erscheinungen beschrieb J. Lehmann an den Flasergabbros des sächsischen Granulitgebirges,[1] wenn auch bei diesen Gesteinen kataklastische Phänomene viel stärker hervortreten.

Unter dem Mikroskop läßt sich erkennen, daß neben Plagioklas und Amphibol noch monokliner Pyroxen auftritt und zwar in zwei Generationen. Einmal findet sich Pyroxen als Kern in den großen, faserig struierten Hornblenden, die mit ihm parallel verwachsen erscheinen. Es liegen also, wie Hofrat F. Becke schon in seiner Waldviertelarbeit[2] vermutet hatte, jene homoaxen Pseudomorphosen von Amphibol nach Pyroxen vor, die mit dem Namen Uralit bezeichnet werden. Außer den Kernen von Pyroxen in den Uraliten trifft man dann monoklinen Pyroxen noch als »typomorphen« Gemengteil in Form kleiner Körner. Als Nebengemengteile finden sich

---

[1] J. Lehmann, Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinen Schiefergesteine. Bonn, 1884.

[2] L. c. p. 360.

in dem Gestein dann noch Titanit, Erz und Apatit. Pathogene Neubildungen sind Calcit und Epidot. Durch Skapolithgehalt zeichnen sich Gesteinsproben aus, die vom Dürnitzbüchel stammen.

Charakteristik der einzelnen Gemengteile.

Plagioklas.

Die schon mit freiem Auge unterscheidbaren zwei Generationen von Plagioklas zeigen auch im Dünnschliff deutliche Unterschiede. Die großen Plagioklase sind reich an Einschlüssen von Amphibol, Pyroxen und Apatit und erscheinen meist getrübt. Es sind Relikte des ursprünglichen Gabbros. Das geht auch aus folgendem hervor: In manchen Individuen kann man komplizierte Zwillingsbildungen nach Albit-, Periklin- und Karlsbadergesetz erkennen. Die bei der Metamorphose entstandenen Plagioklase zeigen hingegen keine Neigung zu komplizierten Zwillingsbildungen. Auch läßt sich in den relikten Plagioklasen öfters die normale Zonenstruktur, die für die Plagioklase der Erstarrungsgesteine typisch ist, beobachten, indem der Kern anorthitreicher erscheint als die Hülle.

Die Unterschiede im Anorthitgehalt sind hier allerdings nicht so groß, als es gewöhnlich bei Erstarrungsgesteinen der Fall ist. Es fehlen basische Rekurrenzen, auch erscheinen die Grenzen zwischen Kern und Hülle nicht scharf, sondern verwaschen. Dies läßt schließen, daß diese Plagioklase durch jene Prozesse, welche die Bildung des krystallinen Schiefers hervorriefen, doch auch beeinflußt wurden. Recht häufig kann man an den relikten Plagioklasen Spuren von Kataklase wahrnehmen. Die Zwillingslamellen erscheinen dann gebogen oder geknickt, die Individuen löschen nicht gleichmäßig, sondern fleckig aus, die Homogenität des Korns ist also gestört. Buchtartig dringen dann Aggregate jener kleinen Plagioklase in die relikten Feldspate ein, welche die zweite Generation darstellen. Man trifft so alle Übergänge von ungestörten Gabbroplagioklasen bis zu solchen, die sich bereits größtenteils in ein granoblastisches Gemenge von kleinen neu-

gebildeten Plagioklaskörnern aufgelöst haben. Diese jüngeren Plagioklase bilden Kornflasern, in deren Mitte die relikten Plagioklase liegen. Häufig läßt sich an ihnen beobachten, daß ihre Dimensionen gegen den Rand der Flasern hin abnehmen. Die Größe der einzelnen Körner wird auch um so geringer, je schmäler und längergestreckt die Flasern sind. Schon aus dem Vorigen geht hervor, daß diese zweite Plagioklasgeneration bei der Verschieferung des Gesteins entstanden ist. Es sind »typomorphe« Gemengteile des Amphibolits. Auch die einfacheren Zwillingsbildungen (Fehlen des Karlsbadergesetzes) und die öfters nachweisbare inverse Zonenstruktur sprechen hierfür. Die Zonen sind bei gleicher Schnittlage bald schärfer begrenzt, bald gehen sie ganz allmählich in einander über. Manchmal treten ähnlich den basischen Rekurrenzen der Erstarrungsgestein-Plagioklase, hier sauere Rekurrenzen auf, indem der albitreichere Kern zuerst von einer anorthitreicheren Hülle umschlossen wird, auf die wieder eine sauerere Schichte folgt, die schließlich nach außen in eine anorthitreichste Hülle übergeht. Eine Erscheinung wäre hier noch zu erwähnen, die bei den granoblastischen Plagioklasen manchmal zu beobachten ist. Die Körner enthalten ziemlich scharf begrenzte, unregelmäßig gestaltete Kerne, die durch höhere Lichtbrechung und andere Lage der Auslöschung ausgezeichnet sind. Eine Anreicherung von Einschlüssen ist in diesen anorthitreicheren Kernen hie und da zu sehen. Scheinbar tritt also eine normale Zonenstruktur auf, die sich aber von der normalen Zonenstruktur der Erstarrungsgestein-Plagioklase dadurch unterscheidet, daß die Begrenzung dieser Kerne ganz unregelmäßig ist, und daß manchmal auch mehrere solcher Kerne in einem Korn vorhanden sind. Es liegen also wohl Relikte der ursprünglichen Gabbroplagioklase vor, die bei der Umkrystallisierung bis auf diese kleinen Reste verarbeitet wurden (Taf. II, Fig. 4).

Die beiden Plagioklasgenerationen unterscheiden sich nach in ihrer Zusammensetzung. Es geht dies aus den folgenden Tabellen[1] hervor. (K. = Kern, H. = Hülle).

Relikter Plagioklas.

Flaseriger Amphibolit von	⊥ M und P (α' gegen M)	% An	Auslöschungsschiefe im Doppelzwilling nach Albit- und Karlsbadergesetz (α' gegen M)	% An[2]	⊥ γ (α' gegen M)	% An
Rehberg	K 30° H 25·5°	K 55 H 43	Individuum 1: K 28°, H 25° Individuum 2': K 24·5°, H 23°	K 59 H 55	—	—
	K 26·5° H 21·5°	K 45–50 H 35	—	—	—	—
Dürnitzbüchel	30·5°	56	—	—	23·5°	50°
	30·5°—35°	56—63	—	—	25°	52°
Reithberg	29°—35·5°	54—65	Individuum 1: 30°—34·5° Individuum 2': 19°—22°	56—64	—	—

Der optische Charakter erscheint in Übereinstimmung mit den obigen Beobachtungen immer positiv. Die Zusammensetzung des relikten Plagioklases ist also die eines Labradors, der gegen den Rand zu manchmal in Andesin übergeht.

[1] Zur Bestimmung wurden größtenteils die Tabellen von Hofrat Becke (Zur Physiographie der Gemengteile der krystallinen Schiefer, Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. Akad. d. Wiss. in Wien, *75*, III. Teil) verwendet. Bei den typomorphen Plagioklasen wurden in einigen Fällen (Schnitte ⊥ zu einer opt. Axe) die Diagramme von Michel Lévy (Les feldspaths en plaque mince 2ème fasc., Pl. XIV, XV; Paris 1896) benutzt.

[2] Nach unveröffentlichten empirischen Kurven von Hofrat F. Becke.

Typomorpher Plagioklas.

Flaseriger Gabbro-Amphibolit von Rehberg.

⊥ M u. P (α' gegen M)	% An	⊥ M u. P (γ' gegen P)	% An
21·5°	35	29°	43
K 24° H 21°	K 38 H 35	K 29·5° H 27°	K 45 H 38
23·5°	38	—	—
25·5°	43	—	—
17·5°	32	—	—
23°	37	—	—

⊥ α (α' gegen M)	% An	⊥ opt. Achse A ($AE : P$)	% An
K 21° H 23·5°	K 35 H 38	24°	40
—	—	22·5°	39

⊥ γ (α' gegen P)	% An	⊥ opt. Achse A ($AE : M$)	% An
10°	40	65°	38

Der optische Charakter ist je nach der Zusammensetzung entweder neutral oder positiv mit großem Winkel der optischen Achsen.

Flaseriger Gabbro-Amphibolit vom Dürnitzbüchel.

⊥ *M* u. *P* (α' gegen *M*)	% An	⊥ *M* u. *P* (γ' gegen *P*)	% An	Winkel der Achsenebenen im Ab-Zwilling	% An
25·5°	43	K 29° H 33·5°	K 43 H 55	56°	59
K 26·5° H 36°	K 48 H 65	—	—	—	—
K 26·5° H 32°	K 48 H 58	⊥ α (γ' gegen *P*)	% An	Winkel der Achsenebenen im Periklin-Zwilling	% An
K 25° H 34·5°	K 41 H 62	K 36° H 42°	K 55 H 60	55°	48
K 26° H_1 30° H_2 23° $_3$ 35°	K 45 H_1 55 H_2 37 H_3 63	— —	— —	— —	— —

Der optische Charakter ist positiv.

Flaseriger Gabbro-Amphibolit vom Reithberg.

⊥ *M* u. *P* (α' gegen *M*)	% An	⊥ opt. Achse *B* (*AE* : *M*)	% An	⊥ opt. Achse *B* (*AE* : *P*)	% An
39°	78	56°	70	6·5°	70
38°	75	—	—	—	—

Der optische Charakter ist bald positiv (Labrador) bald negativ (Bytownit). Damit steht im Einklang, daß eine Bestimmung des mittleren Brechungsexponenten den Wert 1·56 ergab, was einem Anorthitgehalt von etwa 55% An entspricht.

Die typomorphen Plagioklase unterscheiden sich von den relikten Plagioklasen durch die großen Schwankungen in

ihrer Zusammensetzung an verschiedenen Lokalitäten. In Rehberg beobachtet man Andesin mit etwa 40% An, am Dürnitzbüchel finden sich Labradore von mittlerem Anorthitgehalt, am Reithberg steigt der Anorthitgehalt bis zu dem eines saueren Bytownits von 75% An. Interessant ist, daß jene Varietäten, welche anorthitreicheren Plagioklas enthalten, auch typomorphen, neugebildeten Diopsid in größerer Menge führen.

Amphibol.

Für den flaserigen Gabbro-Amphibolit ist das Auftreten jener knotenartig aus dem Gestein hervorragenden großen Uralite sehr charakteristisch, in deren Kern man manchmal noch Reste von Pyroxen findet (Taf. II, Fig. 1 und 2). Die Verwachsung ist eine parallele, da die Lage der c- und b-Achsen in beiden Mineralen die gleiche ist. Ein Schnitt, bei dem der Pyroxenkern parallel der optischen AE getroffen ist, zeigt auch die Hornblende in gleicher Weise durchschnitten. Die Spaltrisse nach dem Prisma sind in solchen Schnitten in beiden Mineralen parallel, die Mittellinien γ weichen in demselben Sinn von der c-Achse ab. In Schnitten, die im Pyroxenkern den Austritt der optischen Achse A zeigen, kann man in wenig verschiedener Lage auch die optische Achse A der Hornblende beobachten. Krystallographische Begrenzung ist bloß in der Prismenzone angedeutet, während die Enden zerfasert erscheinen. Wenn der Pyroxenkern verzwillingt ist (Zw. Eb. = 100), so ist auch der Uralit nach dem gleichen Gesetz verzwillingt. Manchmal kann man Zonenstruktur bei diesen Hornblenden beobachten, indem der Rand schwächere Doppelbrechung und stärkere Eigenfärbung zeigt. Die Hülle ist also eisenreicher. Ein Unterschied in der Auslöschungsschiefe ist ebensowenig wie eine Verschiedenheit des Winkels der optischen Achsen in den beiden Zonen nachzuweisen. Die eisenreichere Außenzone der Uralite mag zum Teil durch Umwandlung des ursprünglichen Titaneisens in Titanit entstanden sein, indem das freigewordene Eisen von dem Amphibol aufgenommen wurde. Man kann nämlich verfolgen, daß in der Umgebung

von Titanitkörnern die Hornblende tiefer gefärbt ist als sonst. Nicht in allen Proben sind die Uralite so gut erhalten, daß die ganzen Krystalle gleichmäßig auslöschen. Auch hier kann man Erscheinungen der Kataklase verfolgen. Die Uralite erscheinen verbogen und aufgelöst in nicht mehr genau parallele Amphibolstengel. Stellenweise dringt dann auch Plagioklas ein, wodurch Andeutungen von Siebstruktur entstehen.

Bei einer derartigen Ausbildung kann man dann meist keine Spuren des ursprünglichen Pyroxens mehr erkennen. Interessant ist das massenhafte Auftreten von Titanit in Form feiner Einschlüsse in den gut erhaltenen Uraliten und ihren Pyroxenkernen. Er hat seine Bildung wohl dem Ti- und Ca-Gehalt des ursprünglichen Gabbrodiallages zu verdanken. Häufig findet man größere und kleinere Stengel von Amphibol, die die Uralite regellos durchsetzen. Auch neugebildete Körner von Diopsid kann man manchmal in den Uraliten regellos eingesprengt erkennen. Die optischen Eigenschaften des Uralites sind folgende:

$AE \,||\, 010$; $c\gamma = 13^1/_2°$; $\gamma - \alpha$ im Kern 0·027, am Rand 0·025

$2\,V_\alpha = 70°$ (der Schnitt zeigte α und A)

Optischer Charakter negativ.

Dispersion der opt. Achsen:

Achse A im Kern $\rho > v$ um α (schwach),
» » in der Hülle $\rho > v$ um α (ziemlich stark),
» B $\rho > v$ um α (schwach).

Pleochroismus nach der internationalen Farbenskala von Radde bei einer Dicke von 0·025 *mm*:

Kern: $\alpha = 36$ gelbgrüngrau *v*,
$\beta = 37$ grüngrau *t*,
$\gamma = 38$ blaugrüngrau *r*,

Hülle: $\alpha = 36$ gelbgrüngrau *u*,
$\beta = 37$ grüngrau *r*,
$\gamma = 38$ blaugrüngrau *p*.

Das Absorptionsschema ist demnach: $\gamma > \beta > \alpha$.

Neben den großen Uraliten finden sich in dem flaserigen Amphibolit auch kleine nach der Prismenzone gestreckte Säulchen von Amphibol. Je besser die Uralite erhalten sind, desto mehr treten jene in ihrer Menge zurück. Auffallend ist die Verschiedenheit in der Größe, je nachdem diese Amphibole einzeln innerhalb der Plagioklasflasern auftreten, oder selbst zu Kornflasern angereichert sind. Im ersteren Falle ist ihre Größe gering, im zweiten Falle erreichen sie hingegen Längen von 1 bis 3 *mm*. Krystallographische Begrenzung ist nur nach dem Spaltprisma vorhanden. Die Zusammensetzung ist augenscheinlich in den verschiedenen Vorkommen Schwankungen ausgesetzt. Dies deutet sich schon durch die verschiedene Intensität der Färbung in gleich orientierten Schnitten an. Man kann dabei die Beobachtung machen, daß solche Gesteinsproben, die reicher an Hornblende sind, eine blassere Färbung derselben zeigen. Es findet da also eine Anreicherung der schwerer schmelzbaren, magnesiahältigen Komponenten statt. Ähnliche Erscheinungen beschrieb F. Becke an krystallinen Schiefern aus den Zentralalpen.[1] Die physikalischen Eigenschaften schwanken demgemäß etwas.

Eine blaß gefärbte Varietät vom Dürnitzbüchel ergab:

$$AE \,||\, 010;\; c\gamma = 15 \text{ bis } 15\cdot5°;\; \gamma - \alpha = 0\cdot027$$

$2\,V_{\alpha}$ im Mittel 85° (da die Bestimmung aus der Hyperbelkrümmung erfolgte, ist die Fehlergrenze hier recht bedeutend).

Spaltblättchen nach dem Prisma ergaben eine Auslöschungsschiefe von 13°. Mittels der Immersionsmethode wurden an diesen die Brechungsexponenten bestimmt:

$$\gamma' = 1\cdot656, \qquad \alpha' = 1\cdot641.$$

Dispersion der opt. Achsen:

Achse A: nicht bestimmbar,
» B: $\rho > v$ um α (schwach).

[1] F. Becke: Chemische Analysen von krystallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. Akad. d. Wiss. in Wien, *75*, p. 215 u. f.

Pleochroismus bei einer Dicke von 0·027 *mm*:

$\alpha = 36$ gelbgrüngrau *u*,
$\beta = 37$ grüngrau *r*,
$\gamma = 38$ blaugrüngrau *r*.

Absorptionsschema: $\gamma \geqq \beta > \alpha$.

Spezifisches Gewicht (nach der Suspensionsmethode bestimmt) $s = 3 \cdot 15$.

Eine stärker gefärbte Varietät von Rehberg zeigte:

$c\gamma = 18°$; $\gamma - \alpha = 0 \cdot 023$,
$2\, V_\alpha$ 70° bis 80°.

Dispersion der opt. Achsen:

Achse *A*: $\rho > v$ um α (schwach),
» *B*: $\rho > v$ um α (deutlich).

Pleochroismus bei einer Dicke von 0·035 *mm*:

$\alpha = 36$ gelbgrüngrau *t*,
$\beta = 37$ grüngrau *q*,
$\gamma = 38$ blaugrüngrau *o*.

Absorptionsschema: $\gamma > \beta > \alpha$.

Spezifisches Gewicht (wie oben bestimmt) $= 3 \cdot 185$.

Die blaß gefärbten Amphibole stehen ersichtlich dem Aktinolith nahe, die dunkleren, eisenreicheren zeichnen sich durch höheres spezifisches Gewicht, größere Auslöschungsschiefe auf 010, geringere Doppelbrechung und etwas kleineren Winkel der optischen Achsen aus und stellen eine an Tremolitsilikat reiche, gemeine, grüne Hornblende dar. Die Dispersion der Achsen ist bei diesen etwas stärker. Bei keiner der beiden Varietäten konnte eine Dispersion der Mittellinien beobachtet werden. Ebenso wie bei den Uraliten kann man auch bei diesen Amphibolen die Wahrnehmung machen, daß in der Umgebung von Titanit die Färbung intensiver ist.

Pyroxen.

Als Kern in den Uraliten tritt, wie schon oben erwähnt, manchmal noch monokliner Pyroxen auf. Durch seine Farb-

losigkeit, höhere Licht- und Doppelbrechung und größere Auslöschungsschiefe ist er leicht unterscheidbar. Er erscheint immer von Einschlüssen erfüllt, die hauptsächlich aus Titanit bestehen. Dieses Vorkommen des Titanits erweist, daß diese Pyroxenreste nicht den ursprünglichen Pyroxen des Gabbros darstellen, sondern auch schon Umwandlungsprodukte desselben sind. Im Verlauf der Metamorphose hat sich das Titan des Gabbro-Diallages in Verbindung mit CaO und SiO_2 als Titanit ausgeschieden. CaO und SiO_2 sind wohl bei der Uralitisierung freigeworden.

Krystallographische Begrenzung ist bei diesen Pyroxenen keine mehr wahrzunehmen, da die Amphibolsubstanz längs Spaltrissen und unregelmäßigen Sprüngen in den Pyroxen eindringt, so daß dieser in einzelne Fetzen aufgelöst erscheint. Ab und zu trifft man Zwillingsbildungen an, die dann auch der umhüllende Amphibol besitzt. Sie folgen dem Gesetze Zwillingsebene die Querfläche (100).

Die optischen Eigenschaften des relikten Pyroxens sind folgende:

$$AE \,||\, 010;\; c\gamma = 40° \text{ bis } 41°;\; \gamma - \alpha = 0\cdot029 - 0\cdot030$$
$$2\, V\gamma = 58°.$$[1]

Mit Hilfe der bekannten optischen Orientierung des umhüllenden Uralites läßt sich der Achsenwinkel des Pyroxens folgendermaßen berechnen:

Der Winkel zwischen Achse A des Pyroxens und Achse A des Amphibols wurde zu $4\cdot5°$ bestimmt. Dabei liegt die Achse A des Pyroxens zwischen der Achse A der Hornblende und α. Die Auslöschungsschiefen $c\gamma$ der beiden Minerale sowie der Winkel der optischen Achsen des Uralites

$$(2\, V\gamma = 180° - 70° = 110°)$$

sind bekannt.

[1] Die Bestimmung wurde an einem Schnitt vorgenommen, der die Mittellinie γ und hart am Rande des Gesichtsfeldes eine optische Achse zeigte. Infolge dieser ungünstigen Lage der Achse ist die Messung nicht genau.

	Pyroxen	Amphibol
$c\gamma$	41°	13·5°
$V\gamma$	—	55°
Winkel zwischen Achse A und c	68·5°+4·5° = 73°	68·5°
$V\gamma$	73° − 41° = 32°	—
$2V\gamma$	64°	—

Der halbe Achsenwinkel wurde mit 29° gemessen, die Berechnung ergibt 32°. Die Differenz von 3° ist bei der ungünstigen Lage des Schnittes, der zur Messung diente, als innerhalb der Fehlergrenze liegend zu betrachten.

Dispersion der optischen Achsen:

Achse A: $\rho > v$ um γ (deutlich),
» B: $\rho > v$ um γ (schwach).

Mittelliniendispersion ist nicht zu beobachten. Nach diesen optischen Eigenschaften hat der relikte Pyroxen die Zusammensetzung eines Diopsids.

In wechselnder Menge trifft man im flaserigen Amphibolit auch kleine, einschlußfreie Körner von neugebildetem Pyroxen an, bald als Einsprenglinge innerhalb der Uralite und Plagioklase, bald in den Kornflasern, welche die typomorphen Plagioklase und die kleinen Amphibole bilden. Eine seltene Art des Auftretens dieses Pyroxens, die Hofrat F. Becke schon in seiner Arbeit, die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels, erwähnt,[1] ist die in mikropegmatitischer Verwachsung mit Plagioklas. Die wurmförmig gekrümmten und gleich orientierten Stengel von Pyroxen sind nur in den typomorphen Plagioklasen anzutreffen, während die relikten Plagioklase zwar auch ab und zu Pyroxen einschließen, doch in viel geringerer Menge und als unorientierte Körner.

[1] L. c. p. 364.

Von Interesse ist das Auftreten des Pyroxens in einem Streckungshof (Fig. 5). Ein größerer Uralitkrystall, der im Innern noch Reste von Pyroxen zeigt, hat der einseitigen Pressung (stress), durch welche die Umkrystallisation verursacht wurde, Widerstand geleistet. Die Folge davon war eine Druckentlastung zu beiden Seiten des Krystalls. Hier finden sich nun große, frisch aussehende Körner von Pyroxen,



Fig. 5.

Uralit mit seinem Streckungshof. Zu beiden Seiten neugebildeter Pyroxen. Vergr. 7 fach.

zum Teil in gleicher Orientierung wie die Pyroxenreste im Uralit. Die Umwandlung des Pyroxens in Amphibol wird durch Pressung begünstigt. Wo wie in den Winkeln des Streckungshofes eine Druckentlastung stattfindet, entsteht nicht Amphibol, sondern es wird Pyroxen gebildet, der, wie in vorliegendem Fall, zum Teil mit dem Uralit parallel verwächst. Durch das viel geringere Auftreten von Titaniteinschlüssen unterscheidet er sich von dem Pyroxenkern des Uralites. Neben dem Pyroxen findet sich in dem Streckungshof noch invers struierter Plagioklas sowie große Titanitkörner. Umhüllt wird dieser Streckungshof lidartig von einem Amphibolsaum, auf diesen folgt ein Kranz von Plagioklas, dann wieder ein solcher von Amphibol. Dabei passen sich diese Säume nach außen immer mehr einer ziemlich deutlichen Schieferung des Gesteins an (Taf. II, Fig. 2).

Schon erwähnt wurde, daß die Menge des neugebildeten Pyroxens augenscheinlich in Zusammenhang mit dem Anorthitgehalt des typomorphen Plagioklases steht, da jene Proben die kalkreicheren Feldspat enthalten, auch reicher an Pyroxen sind, der gegenüber dem Amphibol ja auch durch höheren Kalkgehalt ausgezeichnet ist.

Da der Pyroxen wie der anorthitreiche Plagioklas zu den typomorphen Gemengteilen jener krystallinen Schiefer gehört, die in der unteren Tiefenstufe gebildet wurden,[1] so ist das Auftreten von neugebildeten Pyroxen auch in dieser Hinsicht von Interesse.

Einer krystallographischen Begrenzung entbehrt der neugebildete Pyroxen vollkommen. Es sind rundlich begrenzte Körner, die farblos oder ganz schwach grünlich gefärbt sind. Pleochroismus ist nicht wahrzunehmen. Die Spaltbarkeit nach (110) ist deutlich, daneben treten auch Risse auf, die einer Trennung nach der Quer- und der Längsfläche entsprechen. Der optische Charakter ist positiv.

$$AE \,||\, 010;\; c\gamma = 41°;\; \gamma - \alpha = 0 \cdot 029.$$

Auffallend gering ist der Winkel der optischen Achsen $2\,V\gamma = 47 \cdot 5°$ bis $53°$. Achsendispersion:

Achse A: $\rho > v$ um γ (deutlich),
» B: $\rho > v$ um γ (sehr schwach).

Mitelliniendispersion wurde nicht beobachtet. Auch der neugebildete Pyroxen gehört somit der Diopsidreihe an.

Titanit und Titaneisen.

Titanit ist in dem Gestein sehr verbreitet, meist in Anhäufungen von kleinen Körnern, die schmale Kornflasern bilden, in deren Mitte ab und zu schwarzes, opakes Erz auftritt, aus dem der Titanit hervorgegangen ist. Manchmal sind diese Kornflasern zu langen Perlschnur ähnlichen Reihen ausgequetscht. Seltener findet man größere, rundlich begrenzte

[1] F. Becke: Über Mineralbestand und Struktur der krystallinischen Schiefer. Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. Akad. d. Wiss. in Wien, *75*, 1903, p. 33.

Titanitkörner. Das massenhafte Auftreten des Titanits als Einschluß in den relikten Pyroxenen und in den Uraliten, dessen Entstehung eine andere ist, wurde schon oben erwähnt. Charakterisiert ist der Titanit durch seine hohe Licht- und Doppelbrechung, deren Charakter positiv ist, den kleinen Winkel der optischen Achsen, die eine starke Dispersion $\rho > v$ um γ erkennen lassen.

Das Erz, welches in den Kornflasern manchmal auftritt, zeigt metallischen Glanz. Krystallographische Begrenzung ist keine vorhanden. Der Titanit greift buchtartig in das Erz ein, so daß dieses gelappte Umrisse erhält. Diese Erscheinung erweist, daß Titaneisen vorliegt. Das bei der Umwandlung frei werdende Eisen ist in den Amphibol gewandert, der zur Titanitbildung nötige Kalk mag zum Teil aus dem Anorthitgehalt der Plagioklase stammen, zum Teil aber auch bei der Uralitbildung frei geworden sein. Die Umwandlung in Titanit ist hier keine Pseudomorphose, da die Form der Titaneisenkörner nicht gewahrt blieb.

Apatit.

Er ist in dem Amphibolit recht selten. Man findet ihn ab und zu in kleinen Säulchen als Einschluß in den Plagioklasen. Farblosigkeit, sehr geringe Doppelbrechung und negativer Charakter der Hauptzone charakterisieren das Mineral.

Skapolith.

In Gesteinsproben vom Dürnitzbüchel finden sich nestartige, granoblastische Aggregate von Skapolith, die durch ihre starke Doppelbrechung auffallen. Das Mineral erscheint frei von Einschlüssen. Eine krystallographische Begrenzung fehlt den Körnern. Die Grenze zwischen Plagioklas und Skapolith ist meist unscharf, da beide Minerale ganz fein ineinander greifen. Häufig kann man bemerken, daß im Plagioklas längs der Grenze gegen Skapolith kleine Körner von Calcit angehäuft sind. Innerhalb der Skapolithnester treten Körner von farblosem Pyroxen und von Plagioklas auf. Die Zusammensetzung des Plagioklases (55 bis 60% An) ist

innerhalb und außerhalb der Skapolithnester die gleiche. Verschieden ist jedoch die Zwillingsbildung. Innerhalb der Skapolithnester beobachtet man selten Zwillingslamellierung und wenn Lamellen überhaupt vorhanden sind, so findet man sie meist nur am Rande des Korns, wo sie rasch auskeilen.

Der vorliegende Skapolith zeigt folgende optische Eigenschaften: Gerade Auslöschung, negativer Charakter der Doppelbrechung. $\gamma - \alpha = 0 \cdot 032$, in einem anderen Schliff $0 \cdot 036$. Die Lichtbrechung übersteigt die des Plagioklases von 55 bis 60% Anorthit.

Nach dem Diagramm von Sundius[1] schwankt somit der Gehalt an Chlormarialith zwischen 10 und 20%. Aus der ganzen Art des Auftretens läßt sich erkennen, daß der Skapolith durch Umkrystallisation aus Plagioklas entstanden ist, also eine neuere Bildung darstellt.

Calcit.

In den relikten, sowie zwischen den granoblastischen Plagioklasen ist manchmal als Zersetzungsprodukt Calcit anzutreffen. Auch in die großen Uralite dringt das Mineral längs Spaltrissen ein. Deutliche Zwillingslamellierung nach $(01\bar{1}2)$ ist fast immer zu erkennen. In den Plagioklasen, aus denen er hervorgeht, sind die Formen des Calcits unregelmäßig lappig und mannigfach verzweigt, während er in den Uraliten nur als Ausfüllung von Sprüngen auftritt.

Epidot.

In nicht mehr ganz frischen Partien des Gesteins findet sich, ebenfalls als pathogene Neubildung, hie und da Epidot. Durch hohe Lichtbrechung und übernormale Interferenzfarben ist er leicht kenntlich. Wo er auftritt, erscheinen die Plagioklase meist stark getrübt und zersetzt.

---

[1] N. Sundius: Geologie des Kirunagebiets. IV. Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kirunagebietes. Upsala, 1915. — Vergleiche auch L. M. Borgström: Die chemische Zusammensetzung der Skapolithe, Zeitschr. f. Kryst., *54*, 1915, p. 238 und A. Himmelbauer: Zur Kenntnis der Skapolithgruppe. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl., *119*, Abt. I, 1910, p. 115.

Der Epidot ist farblos durchsichtig, die Begrenzung der Körner ganz unregelmäßig. In Schnitten parallel der optischen Achsenebene beträgt die Auslöschungsschiefe ($\gamma : M$) 25°, somit ist der Winkel $c\alpha$ gleich $-{}^1/_2{}^\circ$ (im stumpfen $\sphericalangle\,\beta$).

$$\gamma - \alpha \text{ für blaues Licht } (\lambda = 0\cdot 48\,\mu) = 0\cdot 014,$$
$$\gamma - \alpha \text{ für rotes Licht } (\lambda = 0\cdot 64\,\mu) = 0\cdot 010,$$

$2V$ ist nahe 90°. Der optische Charakter ist positiv. Die Dispersion der optischen Achsen ist sehr stark $\rho < v$ um γ. Die optischen Eigenschaften erweisen, daß ein Klinozoisit von ungefähr 6 Mol. % Eisenepidot vorliegt.[1]

Struktur des flaserigen Amphibolits.

Je nachdem die relikten Gemengteile stärker oder schwächer hervortreten, ist die Struktur des Gesteins eine verschiedene. In dem ersteren Falle ist die ursprüngliche hypidiomorph-körnige Gabbrostruktur noch erkennbar und durch krystalloblastische Neubildungen nur leicht verdeckt. Man hat ein ausgezeichnetes Beispiel für die Palimpseststruktur Sederholms vor sich. Nach der Nomenklatur von Hofrat Becke[2] wäre diese Struktur als blastogranitische zu bezeichnen. Die Textur ist bei solchen Varietäten massig bis grobflaserig. In dem zweiten Fall treten die krystalloblastischen Neubildungen stärker hervor. Man findet dann in einem feinerkörnigen Grundgewebe in größerer oder geringerer Zahl augenartig große Uralite, seltener große relikte Plagioklase. Die Struktur ist krystalloblastisch mit pseudoporphyrischen Relikten. Die Flasertextur nähert sich dann immer mehr einer schiefrigen Textur. Solche Varietäten sind es, die Erscheinungen von Kataklase bei den Uraliten und relikten Plagioklasen erkennen lassen.

---

1 M. Goldschlag: Über die optischen Eigenschaften der Epidote. Tschermak's Min. Petr. Mitt., *34*, p. 23 (1917).

2 F. Becke: Über Mineralbestand und Struktur der krystallinischen Schiefer. Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. Akad. d. Wiss. in Wien, *75*, I. Teil, p. 48 (1903).

Spezifisches Gewicht.

Bei einigen möglichst frischen Proben wurde das spezifische Gewicht mit der hydrostatischen Wage bestimmt. Folgende Zahlen wurden gefunden:

Dünnflaserige Varietät mit wenig Relikten: $\delta = 2 \cdot 96$

Flaserige Varietät,[1] reich an femischen Gemengteilen: $\delta = 2 \cdot 992$

Grobflaserige Varietät mit Palimpseststruktur:

reich an Plagioklas $\delta = 2 \cdot 90$

reich an femischen Gemengteilen $\delta = 2 \cdot 97$

Der flaserige Amphibolit ist also durch ein hohes spezifisches Gewicht ausgezeichnet, das mit jenem der Gabbros übereinstimmt.

2. Normaler ebenplattiger Gabbro-Amphibolit.

Wie schon oben erwähnt, finden sich die Linsen von flaserigem Amphibolit umgeben von schiefrigen Varietäten nur im südlichen Teil des Gesteinszuges in der Mitte des Lagers. Im Hangenden und Liegenden trifft man ausschließlich ebenplattigen Amphibolit mit schiefriger Textur an. Dunkle, schwärzlichgrüne Farbe zeichnet das scharfkantig brechende Gestein im südlichen Teil aus. Weiter im Norden bei Plank ist die Färbung meist eine lichtere, da das Gestein reicher an salischen Gemengteilen wird. Die Struktur ist krystalloblastisch, Relikte fehlen oder treten wenigstens sehr zurück. Nur ab und zu kann man im Süden in jenen Partien, die mehr gegen die Mitte des Lagers zu liegen, noch Uralite oder relikte Labradore beobachten. Bei reichlicherem Gehalt an salischen Gemengteilen wird das Gestein feinkörniger, seine Struktur nähert sich der granoblastischen. Häufig findet man eine deutliche Anordnung der Hornblenden nach einer bestimmten Streckungsrichtung durch Parallelstellung der *c*-Achsen. Manchmal wechseln hornblendereiche, dunkle Lagen mit hornblendearmen lichteren Lagen ab, wodurch das Gestein

[1] Dieses Gestein wurde analysiert (p. 259, Analyse 1).

parallel gebändert erscheint. Auch hier sind die Amphibole in den hornblendereichen Lagen lichter gefärbt und größer.[1]

Mit dem wechselnden Gehalt des Gesteins an Plagioklas schwankt natürlich das spezifische Gewicht, bleibt dabei aber dem des flaserigen Amphibolits sehr ähnlich

Plagioklasreicher Amphibolit, Maiersch:	$\delta = 2 \cdot 89$,
Normaler Amphibolit, Lederfabrik, Kremstal:	$\delta = 2 \cdot 92$,
Normaler Amphibolit, Rehberg:	$\delta = 2 \cdot 95$,
» » »	$\delta = 2 \cdot 97$,
» » »	$\delta = 2 \cdot 98$,
Sehr amphibolreicher Amphibolit, Maiersch:	$\delta = 3 \cdot 09$.

Der Mineralbestand des normalen Gesteins ist, wenn man von dem Fehlen der Relikte absieht, ziemlich derselbe wie der des flaserigen Amphibolites. Manche Vorkommnisse, besonders im Norden des Zuges, sind durch Auftreten von Quarz als Gesteinsgemengteil ausgezeichnet. Derartige Gesteine erscheinen immer feinkörnig.

Charakteristik der einzelnen Gemengteile.

Plagioklas.

Mehr oder minder gleichmäßig im Gestein verteilt, bildet er kleine unregelmäßige Körner, die häufig Zwillingsbildungen nach Albit- oder Periklingesetz oder nach beiden zugleich zeigen. In manchen Lagen erscheint er stark angereichert, wobei die Struktur des Gesteins feinkörniger und granoblastisch wird. Ziemlich häufig ist inverse Zonenstruktur zu beobachten, der Unterschied zwischen Kern und Hülle ist aber meist recht gering. Die Zusammensetzung des Minerales schwankt zwischen saurem Andesin und Labrador. Die folgende Übersicht führt die einzelnen Beobachtungen an.

---

[1] Vergl. F. Becke: Denkschr. d. Akad. d. Wiss. in Wien, Bd. 75, p. 215 f. und 223, 1912.

Lederfabrik, Kremstal:

⊥ M und P (α' gegen M)	20°	K 13° H 19°	34·5°	34·5°	⊥ γ (α' gegen P)	41°
% An	34	K 29 H 33	62	62	% An	66
Opt. Charakter	negativ		positiv			

Rehberg, gr. Steinbruch:

⊥ M und P (α' gegen M)	K 34° H 36°	32°	30°	32°	32°	K 29° H 32·5°	15·5°	⊥ γ (α' gegen P)	−2°
% An	K 61 H 66	58	55	58	58	K 54 H 59	31	% An	32
Opt. Charakter	positiv						negativ		
Winkel d. AE im Periklinzwilling	63°	63°	Winkel d. AE im Albitzwilling		54·5°	55°			
% An	61	61	% An		57	56			

Plank, Kamptal:

⊥ α (γ' gegen P)	8°	Winkel d. AE im Periklinzwilling	30°	Im Vergleich mit ω und ε v. Quarz	$\alpha < \omega$ $\alpha' < \varepsilon$ $\beta < \varepsilon$ $\beta \geqq \omega$
% An	23	% An	27	% An	22—30
Opt. Charakter	negativ				

Kamptal, $^3/_4$ *km* südöstlich von der Mündung des Doppelbaches:

Winkel der AE im Albitzwilling	K 17° H 25°	K 23° H 17°	Im Vergleich mit ω und ε von Quarz	$\alpha' < \varepsilon$ $\gamma' > \omega$	$\alpha < \omega$ $\gamma' < \varepsilon$	$\omega < \beta < \varepsilon$
% An	K 26 H 28	K 28 H 26	% An	22—30		
Opt. Charakter	negativ					

Maiersch:

⊥ M und P (α' gegen M)	17·5°	⊥ α (α' gegen M)	K 17° H 11·5°	15°	Winkel der AE im Periklinzwilling	42°
% An	32	% An	K 31 H 28	30	% An	32

Amphibol.

Der ebenplattige Amphibolit enthält selten und nur in jenen Partien, die in der Nähe der Linsen vom flaserigen Amphibolit liegen, große Uralite. Ihr ungleichmäßiges Auslöschen zeigt die Auflösung in nicht parallel gelagerte Amphibolstengel an. Häufig findet man so reichlich Plagioklas eingesprengt, daß Siebstruktur entsteht.

Die Hauptmasse der femischen Gemengteile bilden nach der c-Achse meist gestreckte Säulchen von Amphibol, wie sie ähnlich auch in dem flaserigen Amphibolit auftreten. Begrenzung durch das Spaltprisma kann man häufig beobachten. Bei größerem Reichtum an Plagioklas oder Quarz nimmt die Hornblende lappige, gehackte Formen an. Ab und zu kann man Zonarstruktur an der verschiedenen Stärke der Doppelbrechung in den Amphibolen erkennen. Immer ist dann der Kern stärker doppelbrechend, also reicher an Strahlsteinsilikat. Je nach der Zusammensetzung schwanken die optischen Eigenschaften des Minerals. In jenem Gestein, dessen Analyse auf p. 259 angeführt ist, ergab die optische Untersuchung des Amphibols Folgendes.

$$AE \parallel 010;\quad c\gamma = 14 \cdot 5°;\quad \gamma - \alpha = 0 \cdot 023.$$

Optischer Charakter negativ; 2 V sehr groß;

Dispersion der optischen Achsen:

Achse A $\rho > v$ um α (sehr schwach),

» B $\rho > v$ um α (deutlich).

Pleochroismus bei einer Dicke von 0·034 *mm*:

$\alpha = 31$ neutralgrau t,

$\beta = 37$ grüngrau r,

$\gamma = 38$ blaugrüngrau q,

Absorptionsschema: $\gamma > \beta > \alpha$.

Größerer Eisengehalt deutet sich durch intensivere Färbung gepaart mit stärkerem Pleochroismus an. Solche Amphibole zeigen dann auch einen kleineren Winkel der optischen Achsen und eine deutlichere Dispersion derselben. Doppelbrechung und Auslöschungsschiefe auf 010 ($c\gamma$) sind kleiner bei höherem Eisengehalt. Der optische Charakter bleibt aber immer negativ.

Pyroxen.

Relikte Pyroxene fehlen in dem Gestein völlig, hingegen tritt so wie in dem flaserigen Amphibolit manchmal typomorpher Pyroxen in kleinen, farblosen bis schwach grünlich gefärbten Körnern auf, denen jede krystallographische Begrenzung fehlt. In Lagen, die reich sind an Plagioklas, findet sich manchmal Pyroxen in größerer Menge und vertritt hier zum Teil die Hornblende. So wie diese erscheint er in solchen Fällen intensiver gefärbt. In den optischen Eigenschaften ist kein Unterschied zwischen den typomorphen Pyroxenen des flaserigen und des ebenplattigen Amphibolits zu bemerken. Es liegt auch hier ein Pyroxen der Diopsidreihe vor.

Quarz.

In plagioklasreichen und ziemlich feinkörnigen Gesteinsvarietäten kann man manchmal neben Plagioklas auch Quarz als farblosen Gemengteil erkennen. In einzelnen, dünnen Lagen erscheint er ab und zu stärker angereichert. Bei der Lederfabrik in Kremstal, besonders aber in der Gegend von Plank treten solche Amphibolite auf.

Die Quarzkörner zeigen unregelmäßige, rundliche Formen und treten in ihrer Größe gegen die Plagioklase meist zurück. Häufig trifft man Einschlüsse in dem Mineral an. Amphibol, selten auch idiomorphe Säulchen von Apatit, dann Flüssigkeiten und Gase kann man als solche beobachten. Undulöse Auslöschung ist ziemlich selten und macht sich nur in jenen Lagen stärker bemerkbar, wo der Quarz angereichert erscheint und eine etwas bedeutendere Größe erreicht.

Glimmer.

Von Interesse ist das Auftreten von Biotit in solchen Amphibolitvorkommen, welche stark pegmatitisch und aplitisch durchadert sind. Von F. Reinhold[1] wurde diese Erscheinung beschrieben. Er führt sie auf eine Einwirkung der aplitischen und pegmatitischen Injektionen auf die im Kontakt stehenden Amphibolite zurück. Derartigen Verhältnissen begegnet man z. B. bei dem Amphibolitvorkommen im Kamptal zirka $^3/_4$ *km* südöstlich von der Mündung des Doppelbaches. Die deutlich erkennbaren, parallel der Schieferung liegenden Pegmatit- und Aplitadern sind immer von einer sehr biotitreichen Amphibolitzone begleitet. Der Biotit zeigt sehr starken Pleochroismus mit $\gamma = 33$ Braun *f* und $\alpha = 7$ Gelb *v* bei einer Dicke von 0·039 *mm*. Parallele Verwachsung mit Amphibol ist selten. Meist dringt der Biotit zwischen die einzelnen Amphibolstengel ein und umhüllt diese. Infolge seiner der Schieferung ziemlich parallelen Lage läßt sich das Gestein sehr leicht in dünne Platten spalten.

Außer den deutlichen Injektionen ist an derselben Lokalität noch eine stärkere Bänderung des Gesteins zu beobachten, die dadurch entsteht, daß lagenweise die femischen Gemengteile sehr zurücktreten. Auch hier tritt Biotit auf. Wollte man diese Bänderung auch auf Injektionen zurückführen, so müßte man zweierlei Injektionen unterscheiden, jüngere, die durch ihre Struktur noch deutlich erkennbar sind und ältere, nur durch Zurücktreten der femischen Gemengteile ausgezeichnet, die ohne strukturelle Unterschiede innig mit dem Nebengestein verbunden erscheinen und vor oder spätestens während der Verschieferung injiziert wurden. Ebensogut ist aber diese Bänderung auch auf eine ursprüngliche Wechsellagerung zurückzuführen. Welcher Entstehung also hier der Biotit ist, kann nicht entschieden werden.

---

[1] F. Reinhold: Pegmatit- und Aplitadern aus den Liegendschiefern des Gföhler Zentralgneises im niederösterreichischen Waldviertel. Tschermak's Min. Petr. Mitt., *29*, p. 43 (1910).

Nebengemengteile.

In sehr wechselnder Menge trifft man in dem normalen Amphibolit schwarzes, metallglänzendes Erz an. Die Ausbildung der Körner ist eine verschiedene; bald findet man Krystallform (Oktaeder) angedeutet, bald erscheint die Begrenzung ganz unregelmäßig. Aus Gesteinspulver lassen sich manchmal Erzkörner mittels eines Magneten isolieren. Dies und die oktaedrische Form beweisen, daß Magnetit vorliegt. Andere Erzkörner sind nicht magnetisch, es fehlt ihnen deutliche Krystallform. Wie Hofrat F. Becke nachwies[1] wird dieses Mineral durch Salzsäure nur schwer angegriffen und enthält eine erhebliche Menge von Titansäure. Diese Erzkörner sind also Titaneisen. Wie bei dem flaserigen Amphibolit kann man manchmal Anhäufungen von Titanitkörnern um Titaneisen wahrnehmen. In einem Schliffe einer Gesteinsprobe von Rehberg ließ sich beobachten, daß auf das Titaneisen erst eine schmale Zone von verschieden gelagerten Körnern von Rutil folgt, die dann von einer Schichte von Titanitkörnern umhüllt wird. Häufig findet man Titanit in einzelnen rundlichen Körnern im Gestein verstreut. In manchen, meist titaneisenreichen Varietäten fehlt Titanit völlig.

Kiese treten in dem Gestein spärlich auf. Meist sind es kleine Körner von Pyrit, die häufig von Magnetit umwachsen erscheinen. Krystallformen sind selten zu beobachten, doch ließ sich in einer Probe aus Rehberg eine Kombination von Pentagondodekaeder und Würfel erkennen. Neben Pyrit ist in noch geringerer Menge ab und zu auch Magnetkies in kleinen, unregelmäßigen Körnern anzutreffen, der sich durch seinen Magnetismus und die Löslichkeit in Salzsäure von Pyrit unterscheiden läßt.

Neubildungen.

So wie in dem flaserigen Amphibolit trifft man auch in dem ebenplattigen Gestein Calcit als pathogene Neubildung

---

[1] F. Becke: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermak's Min. Petr. Mitt., *4*, p. 308 (1882).

zwischen den Plagioklasen an. Auch ein farbloses Mineral der Glimmergruppe ist als Umwandlungsprodukt der Plagioklase manchmal zu beobachten. Es fällt durch seine hohe Doppelbrechung ($\gamma - \alpha = 0 \cdot 032$) auf, erscheint optisch einachsig und löscht in Schnitten parallel zur optischen Achse gerade aus, wobei α senkrecht zu den Spaltrissen nach 001 liegt. Der Brechungsexponent γ ist höher als $1 \cdot 564$ (mittlerer Brechungsexponent des Labradors von 65% An), α hingegen niedriger. Von F. Reinhold[1] wurde bereits die Umwandlung von Biotit in ein Chloritmineral erwähnt. Gleichzeitig mit dieser Umwandlung bildet sich aus dem Titangehalt des Biotits Titanit, der in kleinen, gelblichen Körnern in den Spaltrissen des Chlorits auftritt.

3. Anthophyllit-Amphibolit.

Bei der Lederfabrik im Kremstal ist innerhalb des normalen, ebenplattigen Amphibolits eine etwa 2 *m* mächtige langgestreckte Linse eines graugrünen Amphibolits aufgeschlossen, zu dessen Hauptgemengteilen rhombischer Amphibol gehört. Die Struktur des Gesteins ist krystalloblastisch, die Textur eine schiefrige, wobei durch annähernde Parallelstellung der Anthophyllitstengel eine Streckungsrichtung angedeutet wird. Neben Anthophyllit enthält das Gestein dann noch reichlich sauren Plagioklas, in sehr wechselnder Menge findet sich monokliner Amphibol. Nebengemengteile sind Magneteisen und Magnetkies. Sehr häufig erscheint der Anthophyllit in Chlorit umgewandelt, so daß in stärker angegriffenen Proben keine Spur des Anthophyllits mehr vorhanden ist. Aus Chlorit bestehen auch die hellgrünen Überzüge, die auf Kluft- und Schieferungsflächen hervortreten. Eine Neubildung sind auch die zahlreichen, feinen Quarzadern, die das Gestein senkrecht zur Schieferung durchsetzen. Schon aus dieser Mineralgesellschaft kann man auf einen geringen Gehalt des Gesteins an CaO schließen, was durch die chemische Analyse bestätigt

---

[1] F. Reinhold: Pegmatit- und Aplitadern aus den Liegendschiefern des Gföhler Zentralgneises im niederösterreichischen Waldviertel. Tschermak's Min. Petr. Mitt., 29, p. 103 (1910).

wird.[1] Unter den Tiefengesteinen der Gabbroreihe entspricht dieser chemischen Zusammensetzung am ehesten ein Norit, so daß die Annahme berechtigt erscheint, daß der Anthophyllit-Amphibolit aus einer noritartigen Fazies der ursprünglichen Gabbromasse hervorgegangen ist. Das spezifische Gewicht des Gesteins ist verhältnismäßig niedrig: 2·79. Der Reichtum an Plagioklas, die Neubildungen von Chlorit und die zahlreichen Quarzadern äußern hier ihren Einfluß.

Charakteristik der einzelnen Gemengteile.

Plagioklas.

Die einzelnen Plagioklaskörner haben eine gleichmäßig geringe Größe und zeigen ganz unregelmäßige Formen ohne jeder krystallographischen Begrenzung. Sie bilden ein granoblastisches Aggregat, in dem Stengel von Anthophyllit eingebettet liegen. Zonarstruktur ist nicht zu bemerken. Verzwilligung kommt sowohl nach dem Albit- als auch nach dem Periklingesetz vor, doch ist es selten der Fall, daß beide Arten der Zwillingsbildung in einem Korn zu beobachten sind.

Der optische Charakter ist positiv.

Im Schnitt $\perp M$ und P beträgt die Auslöschung

(α' gegen M): —8° entsprechend 13% An.

Der Winkel der optischen Achsenebenen wurde bestimmt:

im Albitzwilling zu $12^1/_2$° ($15^1/_2$% An),
im Periklinzwilling zu $6^1/_2$° ($14^1/_2$% An).

Der Winkel der ungleichen optischen Achsen beträgt:

im Albitzwilling ($A:B_1$) 8° 40' ($15^1/_2$% An),
im Periklinzwilling ($A:B_\pi$) 4° 20' (15% An).

Die Brechungsexponenten des Plagioklases sind niedriger als die des Quarzes (0 bis 16% An).

---

1 Siehe Analyse auf p. 259.

Alle diese optischen Eigenschaften weisen darauf hin, daß Oligoklas-Albit vorliegt mit einem Anorthitgehalt von 13 bis 16%.

Anthophyllit.

Derselbe bildet nach der *c*-Achse gestreckte, stengelige oder blätterige Individuen, die bloß in der Prismenzone krystallographisch begrenzt erscheinen und durch die gerade Auslöschung kenntlich sind. Wie schon erwähnt, findet man sehr häufig Umwandlung in Chlorit. Manchmal sieht man schmale Lamellen von monoklinem Amphibol parallel den Spaltrissen nach dem Prisma eingeschaltet; die *c*-Achse beider Mineralien ist also gemeinsam. Querabsonderung gegen die *c*-Achse kann man häufig beobachten.

Der optische Charakter ist positiv, der Winkel der optischen Achsen groß. Die Dispersion derselben ist sehr schwach $\rho < v$ um γ. Die Schwingungsrichtung γ liegt parallel den Spaltrissen nach dem Prisma, fällt also mit der *c*-Achse zusammen. Die Doppelbrechung $\gamma - \alpha$ beträgt 0·017.

Pleochroismus bei einer Dicke von 0·023 *mm*:

$\alpha = 7$ gelb *v*,
$\beta = 31$ neutralgrau *r*,
$\gamma = 38$ blaugrüngrau *q*.
Absorptionsschema: $\gamma \geqq \beta > \alpha$.

Spaltblättchen nach dem Prisma zeigen gerade Auslöschung mit γ' parallel den Spaltrissen und geben ein monosymmetrisches Interferenzbild mit seitlichem Austritt der Mittellinie *a* (der antidrome Mittelbalken geht durch den Mittelpunkt des Gesichtsfeldes).

Monokliner Amphibol.

Gegenüber dem Anthophyllit tritt monokliner Amphibol in der Menge zurück. Seine Formen sind dieselben wie die des Anthophyllits, nur sind die einzelnen Stengel viel kleiner. Durch höhere Doppelbrechung und schiefe Auslöschung ist der monokline Amphibol leicht von dem rhombischen zu unterscheiden. Die Färbung ist ganz blaß, der Pleochroismus

daher sehr schwach. Es liegt also jedenfalls eine recht eisenarme Hornblende vor. In Übereinstimmung damit ist auch der große Winkel der optischen Achsen.

Magnetkies, Magnetit und Titaneisen.

In dem Gestein finden sich zahlreiche feinere und gröbere, opake Körner. Die letzteren erweisen sich als Magnetkies, der häufig mit Magnetit in der Weise verwachsen erscheint, daß der Magnetkies den Kern, der Magnetit die Hülle bildet. Sehr verbreitet ist die Umwandlung beider in tief rotbraun durchscheinenden Hämatit. Die feineren Körner zeigen manchmal Oktaederform und bestehen aus Magnetit. Durch Auflösen in Salzsäure kann man erkennen, daß der Magnetit von parallel den Oktaederflächen angeordneten Lamellen von Titaneisen durchsetzt ist, die von Salzsäure nicht angegriffen werden.

Neubildungen.

Als Umwandlungsprodukt des Anthophyllits tritt sehr häufig ein Chloritmineral auf, das auch feine Klüfte im Gestein ausfüllt. Der monokline Amphibol ist gegen die Chloritisierung widerstandsfähiger, erscheint in stark zersetzten Partien aber auch angegriffen. Daß bei der Bildung des Chlorits auch Plagioklassubstanz verbraucht wird, erweist das häufige, lappige Eindringen des Chlorits in den Feldspat, der dann getrübt und von Einschlüssen erfüllt erscheint. Die Doppelbrechung des Minerals ist sehr gering. Dunkle, abnormale Interferenzfarben (ledergelb) sind manchmal zu beobachten. Der optische Charakter ist positiv, der Winkel der optischen Achsen nahezu 0 Grad. Sehr deutlich ist der Pleochroismus, wobei der Schwingung α' hellgrüne, der Schwingung γ' sehr blaß gelbe Farbentöne entsprechen.

Ebenfalls als Neubildung finden sich dünne Adern von Quarz in dem Gestein. Ihre Entstehung mag mit der Chloritisierung zusammenhängen, da bei dieser Kieselsäure frei wird. Der Quarz bildet langgestreckte, ziemlich große Individuen, die die Ader in ihrer ganzen Breite erfüllen und unregel-

mäßig aneinander grenzen. Irgendeine gesetzmäßige Lagerung des Quarzes kann nicht beobachtet werden. Häufig sind Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse in dem Mineral. Kataklastische Phänomene fehlen vollkommen. Dies und dann der Umstand, daß man im Quarz Chlorit in jener Ausbildung eingeschlossen findet, die den Geldrollen ähnelt, beweisen das geringe Alter dieser Adern. Um so merkwürdiger ist die Beobachtung, daß häufig in den Quarz feine Nadeln von monoklinem Amphibol, aber auch von Anthophyllit, oft zu Büscheln vereint, eindringen, die sich als Fortwachsungen aus dem angrenzenden Gestein erweisen.

4. Epidot- und granatführende Amphibolite.

An der Grenze des Amphibolitlagers gegen den Schiefergneis trifft man bei der Lederfabrik im Kremstal und östlich von Thürneustift Amphibolite an, die einen von den vorigen Varietäten abweichenden Mineralbestand besitzen. Dunkle, granatführende und lichtgrüne, epidotreiche Amphibolite treten hier auf. Bald wechseln die beiden in ganz dünnen Lagen miteinander ab, bald bilden sie Bänke von größerer Mächtigkeit. Immer ist auch Quarz in den Gesteinen vorhanden. Interessant ist, daß der Plagioklas stets durch sehr hohen Anorthitgehalt ausgezeichnet ist.

In den epidothältigen Lagen tritt Amphibol sowie Plagioklas gegenüber dem Epidot meist stark zurück. Dies äußert sich auch in dem hohen spezifischen Gewicht des Gesteins, das dem des Epidots nahekommt. Eine vorherrschend aus Epidot bestehende Probe ergab $s = 3 \cdot 205$. Die Amphibole haben geringe Größe und erscheinen dunkelgefärbt mit starkem Trichroismus, sie sind also reich an Eisen. In den granatführenden Partien ist die Hornblende hingegen meist angereichert und hat dann etwas blassere Farben, die einzelnen Individuen besitzen eine bedeutendere Größe. Man kann also auch hier die Regel verfolgen, daß in Lagen, die reicher sind an femischen Gemengteilen, die Amphibole einen geringeren Eisengehalt besitzen. Das spezifische Gewicht des granathältigen Amphibolits stimmt überein mit dem von horn-

blendereichem, normalem Amphibolit. An einem Gestein aus dem Steinbruch bei der Lederfabrik wurde $s = 3 \cdot 05$ bestimmt.

Neben den erwähnten Mineralen findet sich dann in beiden Arten hie und da auch diopsidischer Pyroxen. Nicht selten tritt Biotit in dünnen Zwischenlagen auf den Schieferungsflächen auf. Als Nebengemengteile beobachtet man wieder Titanit, Erze und Kies.

Wie der normale Amphibolit und der Anthophyllit-Amphibolit sind auch diese Gesteine typische Beispiele für Krystallisationsschieferung, die durch die mehr oder minder parallele Lagerung der Amphibole deutlich hervortritt. Die Struktur der granathältigen Lagen ist häufig porphyroblastisch, da die Granatkörner an Größe die übrigen Gemengteile übertreffen. Die epidotführenden Lagen sind durch geringere Korngröße ausgezeichnet, alle Gemengteile haben ungefähr gleiche Dimensionen. Die Struktur wird granoblastisch (Taf. II, Fig. 3).

Charakteristik der einzelnen Gemengteile.

Plagioklas.

Sowohl in dem epidothältigen, als auch in dem granatführenden Amphibolit ist der Plagioklasgehalt meist recht gering. Die Bildung des Epidots auf Kosten des Plagioklases und der femische Charakter der granathältigen Partien sind die Ursache. Zwillingsbildungen nach Periklin- oder Albitgesetz sind ziemlich häufig, besonders erstere. Es wurde schon erwähnt, daß der Anorthitgehalt immer sehr hoch ist. Die folgenden Beobachtungen sollen dies beweisen:

Optischer Charakter negativ,
Brechungsexponent $\alpha > \varepsilon$ des Quarzes } Bytownit-Anorthit.

Schnitt ⊥ opt. Achse A:

$AE : P$	66·5°	73°	75°	73°	66°	69°
% An	88	95	96	95	88	90

Schnitt $\perp \gamma$, α' gegen P: $-58°$, dies entspricht 84% An.
Schnitt $\perp M$ und P, α' gegen M: $41\frac{1}{2}°$, somit 87% An.

Die Größe der Plagioklaskörner ist gering. Sie zeigen unregelmäßige, abgerundete Formen. Häufig greifen sie buchtartig in die übrigen Gemengteile ein. Als Zersetzungsprodukte des Minerals treten Calcit und farbloser Glimmer wie im normalen Amphibolit in Form unregelmäßig gestalteter Einschlüsse auf.

Amphibol.

Die Amphibole sind in diesen Grenzpartien des Amphibolitzuges recht intensiv gefärbt. Die Formen der einzelnen Individuen sind die gleichen wie in dem normalen Gestein. Je reichlicher sie auftreten, desto bedeutendere Größe erreichen sie und desto mehr zeigen sie Neigung zu krystallographischer Begrenzung durch das Spaltprisma. Zonarstruktur ist an der verschieden starken Doppelbrechung auch hier manchmal zu erkennen. Der Kern erscheint dann immer stärker doppelbrechend, also reicher an Stahlsteinsilikat. Mit der chemischen Zusammensetzung schwanken natürlich auch die physikalischen Eigenschaften des Minerals.

An Amphibol aus einer granatführenden Lage wurde beobachtet:

$$AE \parallel 010;\ c\gamma = 14°;\ \gamma - \alpha = 0 \cdot 024,$$

Optischer Charakter negativ; 2 V groß.
Dispersion der optischen Achsen:

Achse A: $\rho > v$ um α (schwach),
» B: $\rho > v$ um α (stark).

In Spaltblättchen nach dem Prisma wurden die Brechungsexponenten nach der Immersionsmethode bestimmt: $\gamma' = 1 \cdot 670$, $\alpha' = 1 \cdot 652$. Pleochroismus bei einer Dicke von 0·032 *mm*:

$\alpha = 36$ gelbgrüngrau *u*,
$\beta = 37$ grüngrau *p*,
$\gamma = 38$ blaugrüngrau *o*,
Absorptionsschema: $\gamma \geqq \beta > \alpha$.

Spezifisches Gewicht (nach der Schwebemethode):

$$s = 3 \cdot 19.$$

Eine eisenreichere Varietät aus einer epidotreichen Lage zeigte:

$$AE \,||\, 010; \quad c\gamma = 13 \cdot 5°; \quad \gamma - \alpha = 0 \cdot 022.$$

Optischer Charakter negativ; 2 V zirka 60° (Bestimmung nach der Hyperbelkrümmung).

Dispersion der optischen Achsen:

Achse A: $\rho > v$ um α (stark),
» B: $\rho > v$ um α (schwach).

Brechungsexponenten in Spaltblättchen nach dem Prisma:

$$\gamma' = 1 \cdot 672, \quad \alpha' = 1 \cdot 658.$$

Pleochroismus bei einer Dicke von 0·026 *mm*:

$\alpha = 36$ gelbgrüngrau *l*,
$\beta = 36$ gelbgrüngrau *l*,
$\gamma = 38$ blaugrüngrau *n*,
Absorptionsschema: $\gamma > \beta > \alpha$,
Spezifisches Gewicht $= 3 \cdot 21$.

Aus diesen Beobachtungen läßt sich deutlich erkennen, daß größerer Eisengehalt eine Verminderung der Doppelbrechung, des Achsenwinkels und der Auslöschungsschiefe auf 010, eine Erhöhung des spezifischen Gewichtes und ferner der Brechungsexponenten in Spaltblättchen nach dem Prisma zur Folge hat. Eisenärmere Amphibole haben die Achse B, eisenreichere die Achse A stärker dispergiert.

Pyroxen.

In einzelnen Lagen sowohl der epidotführenden als auch der granatführenden Amphibolite tritt in gleicher Weise wie im normalen Gestein diopsidischer Pyroxen als Nebengemengteil auf. Häufig erscheint er schwach grünlich gefärbt. Pleochroismus ist nicht zu beobachten. Daß der Pyroxen früher gebildet wurde als der Epidot, kann man daran erkennen,

daß bei der Epidotbildung auch Pyroxen angegriffen wird. Die Pyroxenkörner erscheinen dann getrübt.

Epidot.

In den epidothältigen Amphiboliten erscheinen Plagioklas und Hornblende mehr oder minder stark durch Epidot verdrängt. Daß diese Bildung jüngeren Datums ist, kann man daran erkennen, daß sowohl Plagioklas als auch Amphibol und eventuell Pyroxen kein frisches Aussehen besitzen. Der Epidot dringt längs Rissen und buchtartig in die genannten Minerale ein. Diese Erscheinungen erweisen, daß der Epidot sich auf Kosten des Plagioklases und der Hornblende manchmal auch des Pyroxens bildete. Als Nebenprodukte bei dieser Epidotisierung scheinen auch Quarz und Calcit zu entstehen, da diese den Epidotlagen niemals fehlen.

Die Begrenzung der einzelnen Epidotkörner ist meist eine unregelmäßige. Sie bilden ein granoblastisches Aggregat. Wenn krystallographische Begrenzung auftritt, so ist es die Fläche der vollkommenen Spaltbarkeit M (001), eine bei den Gemengteilen der krystallinen Schiefer sehr häufige Erscheinung. Ab und zu findet man einfache Zwillinge nach (100). Häufig ist Zonarstruktur zu beobachten; immer ist der Kern dann stärker doppelbrechend, also reicher an Eisenepidot.

Die optischen Eigenschaften sind nur geringen Schwankungen ausgesetzt, die durch größeren oder geringeren Eisengehalt hervorgerufen werden. Im Dünnschliff erscheint das Mineral fast farblos mit einem Stich in gelblichgrau. Pleochroismus ist nicht zu beobachten. Die Ebene der optischen Achsen liegt parallel der Symmetrieebene. Achsenbilder zeigen daher immer die Achsenebene normal auf die Spaltrisse. Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ. Die Auslöschungsschiefe $c\alpha$ beträgt 1 bis $1^3/_4°$ im spitzen Winkel β.

$$\gamma-\alpha \text{ für rotes Licht } (\lambda = 0\cdot625\,\mu) = 0\cdot024,$$
$$\gamma-\alpha \text{ für blaues Licht } (\lambda = 0\cdot445\,\mu) = 0\cdot030.$$

In einem anderen Schliff wurde gemessen:

$$\gamma-\alpha \text{ für weißes Licht } = 0\cdot028.$$

Der Winkel der optischen Achsen ist groß.

Die Dispersion der optischen Achsen ist deutlich und zwar:

Achse A: $\rho < v$ um α,
» B: $\rho > v$ um α.

Alle diese optischen Eigenschaften lassen übereinstimmend erkennen, daß ein Epidot von etwa 20 Mol. % Eisenepidot vorliegt.[1]

Granat.

Auf angewitterten Schichtflächen des granatführenden Amphibolits tritt der Granat deutlich hervor. Die Körner haben eine rosenrote Farbe und erreichen eine Größe bis zu $^1/_2$ *cm*. An derartigen größeren Krystallen kann man mit freiem Auge manchmal Rhombendodekaederform erkennen. Im Dünnschliff haben diese Porphyroblasten eine blaßrötliche Färbung und erscheinen vollkommen isotrop. Spaltrisse nach (110) sind in den Krystallen selten zu erkennen, dagegen wird das Mineral häufig von parallelen Rissen durchsetzt, die in verschiedenen Körnern desselben Schliffes die gleiche Lage haben und ungefähr senkrecht auf die Schieferung des Gesteins stehen. Dazu kommt noch ein zweites System kürzerer Risse, welche die vorigen unter ungefähr 90° schneiden. Diese Erscheinung ist wohl durch mechanische Beanspruchung des Gesteins entstanden.

Die Granatkörner sind in dem Gestein nicht regellos verteilt, sondern erscheinen in Lagen angereichert, die parallel der Schieferung liegen. Auch in feinerkörnigem, amphibolärmeren Gestein tritt manchmal Granat auf. Er bildet dann aber keine größeren Krystalle, sondern findet sich in Anhäufungen von unregelmäßigen, kleinen Körnern.

Als Einschlüsse im Granat beobachtet man Amphibol, Plagioklas, schwarzes Erz und Quarz. Amphibol ragt manchmal auch spießartig in den Granat hinein und zeigt dann

[1] M. Goldschlag: Über die optischen Eigenschaften der Epidote. Tschermak's Min. Petr. Mitt.. *34*, p. 23 (1917).

hier Krystalliform. Irgend eine Regel in der Lagerung des Amphibols im Granat ist nicht nachzuweisen. Es liegt also eine mikropoikilitische Verwachsung der beiden Minerale vor.

Umwandlung des Granats in Chlorit und Plagioklas ist öfters zu sehen. Chlorit und Plagioklas dringen dabei längs Rissen in den Granat ein. Die optischen Eigenschaften der beiden Minerale — stark abnormale Interferenzfarben, sehr kleiner Achsenwinkel und geringe Doppelbrechung beim Chlorit, fast gerade Auslöschung in Schnitten $\perp \gamma$ und negativer Charakter der Doppelbrechung beim Plagioklas — deuten auf Pennin und basischen Oligoklas als Umwandlungsprodukte des Granats.

Quarz.

Die epidothältigen Amphibolitlagen enthalten immer Quarz. Er kann so reichlich vorhanden sein, daß er unter den farblosen Gemengteilen vorherrscht und Plagioklas sehr stark zurücktritt. Auch in den granatführenden Amphiboliten tritt das Mineral häufig auf. Man kann dann immer eine Verfeinerung des Korns solcher Lagen beobachten. Die Form der Quarzkörner ist eine rundliche, häufig erscheinen sie parallel der Schieferung gestreckt. Oft findet man sie in der Schieferungsebene zu längeren Reihen angeordnet, so daß die einzelnen Körner wie die Glieder einer Kette aufeinander folgen. Bei größeren Körnern kann man manchmal an ihrer undulösen Auslöschung Spuren von Kataklase erkennen.

Biotit.

Das Auftreten von Biotit in dünnen Lagen zwischen den Schieferungsflächen wurde bereits erwähnt. Bald erscheint er bloß als feiner Überzug auf dem Gestein, bald bildet er auch etwas dickere Lagen von schuppiger Struktur. In das Gesteinsgewebe tritt das Mineral nicht ein. Daraus geht hervor, daß es sich hier um spätere Bildungen handelt, die durch Stoffzufuhr aus dem Nebengestein entstanden. Die Größe der einzelnen Biotitblättchen ist gering. Die Farbe ist dunkelbraun. Sehr stark ist der Pleochroismus mit γ dunkelbraun

und α hellgelb. Der optische Charakter des Minerals ist negativ. In Spaltblättchen beobachtet man den Austritt der optischen Achse. Wenn das Interferenzbild zweiachsig mit sehr kleinem 2 *V* erscheint, so sieht man die Farbenringe gestört, was durch Zwillingsbildung hervorgerufen sein dürfte.

Nebengemengteile.

Auch in diesen Amphibolitvarietäten finden sich Titanit, Erze und Kies in geringen Mengen als Nebengemengteile. Titanit tritt in kleinen, elliptischen Körnern auf, die manchmal reihenweise angeordnet erscheinen. Als Einschluß beobachtet man in den Titanitkörnern häufig ein schwarzes, opakes Erz, das ganz unregelmäßige, lappige Formen zeigt und wohl Titaneisen vorstellt. Krystallographische Begrenzung durch das Oktaeder zeichnet häufig kleine Individuen von Magnetit aus, die spärlich in diesen Gesteinen auftreten. Die Kiese sind durch Pyrit vertreten, der sich in winzigen Krystallen oder unregelmäßigen Körnchen vorfindet.

C. Chemischer Teil.

Bei den chemischen Analysen wurde den Methoden von Dittrich[1] und von Hillebrand[2] gefolgt. Die Bestimmung der Alkalien erfolgte nach Lawrence Smith (Chlorammon-Calciumcarbonat-Aufschluß), die des Wassers nach Brush-Penfield. Die Kohlensäure wurde direkt durch Auffangen des mit Salzsäure ausgetriebenen Gases in gewogenen Absorptionsröhren bestimmt. Die Bestimmung des Eisenoxyduls wurde nach der von Dittrich vervollkommneten Pebal-Doelter'schen Methode[3] ausgeführt. Zur Berechnung der Analyse wurden die Atomgewichte vom Jahre 1916 verwendet.

---

[1] Dittrich M.: Anleitung zur Gesteinsanalyse. Leipzig, 1905.

[2] Hillebrand W. F.-Wilke-Dörfurt: Analyse der Silikat- und Karbonatgesteine. 2. Aufl.. Leipzig, Engelmann, 1910.

[3] Dittrich M. und Leonhard A.: Über die Bestimmung des Eisenoxyduls in Silikatgesteinen. Zeitschr. f. anorg. Chemie, 1911.

Drei Gesteinsproben aus dem Amphibolitzug wurden der Analyse unterworfen. Die Zahlen unter 1 beziehen sich auf eine flaserige Varietät mit deutlicher Reliktstruktur aus dem großen Steinbruch bei Rehberg. Der Plagioklas hat eine mittlere Zusammensetzung von 40% An. Die optischen Eigenschaften des Amphibols sind auf p. 229 und 231, die des Pyroxens p. 232 und 235 angeführt. Außerdem findet sich noch Titanit und etwas Calcit in dem Gestein. Die relikten Plagioklase erscheinen manchmal etwas getrübt (Kaolinbildung).

Die Analyse 2 gibt die Zusammensetzung einer ebenplattigen Varietät von dem gleichen Fundort. Das Gestein besteht hauptsächlich aus Plagioklas (im Mittel 60% An), Amphibol (optische Eigenschaften siehe p. 242) und etwas typomorphem Pyroxen. Dazu kommen noch in geringer Menge Titanit, Calcit und Kiese (zum größten Teil Pyrit, nur selten Magnetkies).

Unter 3 ist eine Analyse des Anthophyllit-Amphibolits von dem alten Steinbruch bei der Lederfabrik im Kremstal angegeben. Auf die Verwendung völlig frischen Materials mußte, wie der hohe Wassergehalt zeigt, verzichtet werden, da der Anthophyllit immer zum Teil in Chlorit umgewandelt erscheint. Plagioklas (13 bis 16% An), Anthophyllit (optische Eigenschaften siehe p. 248), monokliner Amphibol, Chlorit, Quarz, Titaneisen, Magnetit und Magnetkies sind die Gemengteile des Gesteins.

Eine ältere, von Hofrat F. Becke[1] ausgeführte Analyse einer grobflaserigen Varietät vom Dürnitzbüchel ist unter 4 angeführt. Basischer Plagioklas und Reichtum an dunklen Gemengteilen zeichnet dieses Gestein aus.

---

[1] F. Becke: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermak's Min. Petr. Mitt., *4*, 1881, p. 364.

Die Analyse ist auch in der Arbeit: Das niederösterreichische Waldviertel, von F. Becke, A. Himmelbauer, F. Reinhold und R. Görgey (Tschermak's Min. Petr. Mitt., *32*, 1913, p. 238, Analyse 11) abgedruckt, jedoch ist bei der Zahl für FeO ein Druckfehler unterlaufen.

	Gewichtsprozente [1]				Molekular-quotienten × 10000			Mlkqu. × 1000
	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO_2	49·42	50·73	54·17	48·99	8195	8412	8983	812
TiO_2	1·45	0·43	0·63	—	181	54	79	—
Al_2O_3	14·20	16·86	16·60	16·92	1390	1650	1624	166
Fe_2O_3	2·97	1·58	3·69	0·81	186	99	231	5
FeO	7·14	5·61	8·25	5·56	994	780	1148	77
MnO	0·24	Spur	0·07	—	34	—	11	—
MgO	7·60	8·66	6·76	10·76	1884	2149	1676	267
CaO	12·85	13·25	2·53	16·69	2292	2363	451	298
Na_2O	2·85	2·40	3·51	1·44	460	387	566	23
K_2O	0·19	0·28	0·15	0·16	20	30	16	2
H_2O	1·04	1·14	4·03	1·16	577	632	2237	—
CO_2	0·42	0·15	—	—	95	34	—	—
P_2O_5	Spur	0·02	0·02	—	—	—	—	—
S..........	—	0·03	0·06	—	—	8	17	—
Summe.....	100·37	101·14	100·47	102·49				
Spez. Gew. .	2·992	2·971	2·79	—				

Aus den Molekularquotienten läßt sich der Mineralbestand annähernd berechnen. Bei dem flaserigen Amphibolit (Anal. 1) wurde hiebei folgendermaßen vorgegangen. Calcit und Titanit sind durch die Mengen an CO_2 und TiO_2 bestimmt. Der Gehalt des Gesteins an Kaolin (Trübung der relikten Plagioklase) wurde im Dünnschliff auf zirka 1 Vol. $^0/_0$ geschätzt. Die Zusammensetzung des Plagioklases Ab_3An_2 ergibt sich aus der optischen Untersuchung. Infolge des Mangels an SiO_2 sind nicht alle Alkalien für den Feldspat in Abzug zu bringen, sondern es muß eine kieselsäureärmere Alkaliverbindung $Na_2H_2Al_4Si_2O_{12}$ im Amphibol angenommen werden. Dieses Silikat legt Morozewicz der Berechnung der von ihm analysierten Hornblende aus dem Anorthosit-Amphibolit von Senftenberg im niederösterreichischen

[1] Die Zahlen beziehen sich auf (bei 110°) getrocknete Substanz.

Waldviertel zugrunde.[1] Die Menge an Plagioklas ist nun dadurch gegeben, daß nach Abzug von Calcit, Titanit, Kaolin und Plagioklas der Rest an SiO_2 äquivalent der Summe der restlichen CaO, RO und Na_2O+H_2O sein muß, die im Amphibol und im Pyroxen enthalten sind. Bezeichnet *ab* den Alkaligehalt des Albits ($Na_2O\ Al_2O_3\ 6\ SiO_2$), *an* die Atomgruppe CaO des Anorthits ($2\ CaO\ 2\ Al_2O_3\ 4\ SiO_2$), so gelten also die Gleichungen:

$$8195-181-78-6\,ab-4\,an =$$
$$= 994+34+1884+2292-95-181-2\,an+2\,(460+20-ab)$$
$$\frac{ab}{an}=\frac{3}{2}.$$

Daraus folgt $ab = 384$, $an = 256$. Der Rest an Al_2O_3, sowie Fe_2O_3 werden als Alumosilikat der Hornblende ($CaO\ 2\ RO\ R_2O_3\ 3\ SiO_2$) verrechnet. Nach Abzug der entsprechenden Molekularquotienten bleibt noch ein Rest von RO, CaO und SiO_2 der auf das Strahlsteinsilikat $CaO\ 3\ RO\ 4\ SiO_2$ und das Diopsidsilikat $CaO\ RO\ 2\ SiO_2$ verteilt werden muß. Wenn x die Kalkmenge im Strahlsteinsilikat und y die Kalkmenge im Diopsid bedeuten, so kann man folgende Gleichungen aufstellen:

$$4\,x+2\,y = 3069 \text{ (Rest an } SiO_2),$$
$$x+y = 1055 \text{ (Rest an CaO)}.$$
$$\text{Somit } x = 479\cdot 5,\ y = 575\cdot 5.$$

Im Strahlstein- und im Diopsidsilikat wurde dann das Verhältnis von $(FeO+MnO):MgO$ gleich 1 : 2 gesetzt. Der Rest an FeO, MnO und MgO bildet dann die RO des Amphibol-Alumosilikates. MnO wurde in den drei Silikaten so verteilt, daß Amphibol und Pyroxen ungefähr die gleiche

[1] J. Morozewicz: Resultate der chemischen Untersuchung des Dioritgesteins aus dem niederösterreichischen Waldviertel nebst Bemerkungen über die chemische Untersuchung von Silikatgesteinen im Allgemeinen. Verh. Min. Ges. St. Petersburg, *40*, 1902, p. 113. Russ. (Ref. v. Doss im N. Jahrb. f. Min. etc., 1903, II, p. —367—).

gewichtsprozentische Menge enthalten. Bei dieser Art der Verrechnung bleiben schließlich 0·73% H_2O unberücksichtigt.

Aus den so verteilten Molekularquotienten erhält man durch Multiplikation mit den entsprechenden Molekulargewichten den Mineralbestand des Gesteins in Gewichtsprozenten *(p)*. Diese Zahlen durch die entsprechenden spezifischen Gewichte *(s)* dividiert, geben dann auf 100 berechnet den Mineralbestand in Volumsprozenten, der bei richtigem Gang der Berechnung dem Mengenverhältnis der Minerale im Dünnschliff nicht widersprechen darf. Wenn man die Summe der Gewichtsprozente durch die Summe der Quotienten $\frac{p}{s}$ dividiert, erhält man das aus dem Mineralbestand abgeleitete spezifische Gewicht des Gesteins. Der Vergleich mit dem direkt bestimmten spezifischen Gewicht gibt dann eine erwünschte Kontrolle für die Richtigkeit der Berechnung.

In ganz ähnlicher Weise wurde auch der Mineralbestand des plattigen Amphibolits (Anal. 2) abgeleitet. Der Gehalt an Calcit, Titanit und Pyrit ist durch CO_2, TiO_2 und S gegeben. Ähnlich wie bei der flaserigen Varietät ist die Menge an Plagioklas (Ab_2An_3) durch folgende Gleichungen gegeben:

$$8412 - 54 - 6\,ab - 4\,an =$$
$$= 780 - 4 + 2149 + 2363 - 34 - 54 - 2\,an + 2\,(387 + 30 - ab)$$

$$\frac{ab}{an} = \frac{2}{3}. \quad \text{Somit } ab = 332,\ an = 498.$$

Wie bei dem flaserigen Amphibolit wurde auch der Gehalt an Amphibol und Pyroxen berechnet. Die Menge an Strahlsteinsilikat und an Pyroxen ist durch die beiden folgenden Gleichungen bestimmt:

$$4\,x + 2\,y = 3451 \text{ (Rest an } SiO_2\text{)},$$
$$x + y = 1028 \text{ (Rest an } CaO\text{)}.$$
$$\text{Daraus folgt } x = 697 \cdot 5 \text{ und } y = 330 \cdot 5.$$

In beiden Silikaten wird FeO : MgO gleich 1 : 3 angenommen. Der Rest an FeO und MgO bildet die RO des

Amphibol-Alumosilikates. Auch bei dieser Berechnung bleibt ein Überschuß an Wasser (0·99%) unberücksichtigt.

Es wurde auch versucht, den Mineralbestand des Anthophyllit-Amphibolits (Anal. 3) zu berechnen. Der Gehalt des Gesteins an Chlorit bringt mit sich, daß man sich hier mit einer rohen Annäherung begnügen muß. Die Menge an Magnetkies und Titaneisen ist durch die Molekularquotienten für S und TiO_2 bestimmt. Magnetit wurde so viel in Rechnung gestellt, daß der Erzgehalt des Gesteins, wie der Dünnschliff ergibt, 1·8 Vol. % beträgt. Sämtliche Alkalien wurden in dem Plagioklas von der Zusammensetzung Ab_5An_1 verrechnet. Der Restbestand an Oxyden verteilt sich nun auf monoklinen und rhombischen Amphibol, Chlorit und Quarz. Da der Rest an Tonerde sehr groß ist, so muß der Al_2O_3-Gehalt der drei erstgenannten Minerale hoch sein. Das reichlich vorhandene Wasser zwingt zu der Annahme, daß sowohl Amphibol als Anthophyllit auch ziemlich viel Wasser enthalten. Die Menge an Amphibol ist durch den Rest an CaO bestimmt. Der Wassergehalt wurde als $H_8Si_4O_{12}$ derart verrechnet, daß das Mineral zirka 3·5 % H_2O besitzt; die Menge an Alumosilikat CaO RO 2 R_2O_3 2 SiO_2 wurde so groß angenommen, daß die Hornblende ungefähr 20% Al_2O_3 enthält. Daß das Mineral ziemlich arm an Fe_2O_3 sein muß, geht aus seiner blassen Färbung hervor. Etwas mehr als doppelt so groß als die Menge der Hornblende wurde die des Anthophyllits angenommen. Die Menge an $H_8Si_4O_{12}$ wurde für zirka 3·5% H_2O, die an 2 RO 2 R_2O_3 2 SiO_2 für zirka 18% Al_2O_3 und 1% Fe_2O_3 berechnet. Das Resultat der chemischen Analyse zwingt also dazu, für den rhombischen Amphibol den hohen Tonerdegehalt des Gedrit anzunehmen. Der Rest an R_2O_3 wurde als Amesitsilikat, die dann noch übrigbleibende Menge an RO als Serpentinsilikat des Chlorits verrechnet. Da im Chlorit keine Ausscheidung von Magneteisen zu beobachten ist, wurde das Verhältnis zwischen FeO und MgO im monoklinen und im rhombischen Amphibol sowie im Chlorit gleich angenommen. Nach Abzug der Bestandteile aller bisher genannten Minerale bleibt noch SiO_2 und H_2O übrig. SiO_2 kommt als Quarz zur Verrechnung,

während der Rest an Wasser vernachlässigt wird. Das aus dem Mineralbestand abgeleitete spezifische Gewicht stimmt mit dem am Handstück bestimmten annähernd überein.

In den folgenden drei Tabellen ist der Mineralbestand, wie ihn die Berechnung ergibt, angeführt. Die angewendeten Abkürzungen bedeuten: Amph. = Amphibol, Anth. = Anthophyllit, Cal. = Calcit, Chl. = Chlorit, Dps. = diopsidischer Pyroxen, Ilm. = Titaneisen, Kaol. = Kaolin, Mgk. = Magnetkies, Mgt. = Magnetit, Plag. = Plagioklas, Pyr. = Pyrit, Qu. = Quarz, Tit. = Titanit.

Es wurde auch der Versuch gemacht, aus den Molekularquotienten des flaserigen Amphibolits den Mineralbestand des ursprünglichen Gabbros zu berechnen (siehe p. 272). Hierbei wurde der Wasser- und Kohlensäuregehalt des Amphibolits vernachlässigt. TiO_2 ist als Titaneisen verrechnet, die Menge an Plagioklas durch die vorhandene Tonerde gegeben. Aus Na_2O und K_2O ergibt sich der Gehalt des Feldspats an Albit- und Orthoklassubstanz. Nach dieser Art der Berechnung besitzt der Plagioklas ungefähr 49% Anorthit. Um nun mit dem Rest an SiO_2 auszukommen, muß neben Pyroxen auch Olivin als Gemengteil angenommen werden.

Der Gehalt des Pyroxens an Diopsidsilikat $CaO\,RO\,2\,SiO_2$ ist durch den Rest an Kalk gegeben, die Menge an $FeO\,Fe_2O_3\,SiO_2$ wurde derart angenommen, daß das Mineral ungefähr 2% Fe_2O_3 enthält. Der noch verbleibende Rest an SiO_2 wurde als Olivin ($2\,RO\,SiO_2$) verrechnet, wobei das Verhältnis $FeO : MgO = 1 : 4$ gesetzt wurde. Der Rest an Magnesia ist in den RO des Diopsidsilikates enthalten, ebenso die gesamte Menge an MnO. Um genügend FeO einsetzen zu können, daß die Summe RO gleich CaO wird, ist es nötig anzunehmen, daß in dem Gabbro mehr Eisenoxydul und weniger Eisenoxyd vorhanden war, als der flaserige Amphibolit besitzt. Für je ein überzähliges FeO muß $\frac{1}{2}\,Fe_2O_3$ abgezogen werden. Der Rest an Fe_2O_3 wurde schließlich als Magnetit verrechnet, indem ein Drittel davon durch Multiplikation mit 2 in FeO umgerechnet wurde.

Daß in dem Amphibolit keine Spuren von Olivin zu finden sind, ist kein Grund anzunehmen, daß ursprünglich

1. Flaseriger Amphibolit.

Molekularquotienten × 10000.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	H_2O
Summe...	8195	181	1390	186	994	34	1884	2292	460	20	95	577
Cal......	—		—	—	—	—	—	95	—	—	95	—
Tit......	181	181	—	—	—	—	—	181	—	—	—	—
Kaol.....	78		39	—	—	—	—	—	—	—	—	78
Plag.....	2304	—	384	—	—	—	—		364	20	—	—
	1024	—	512	—	—	—	—	512	—	—	—	—
Amph....	192	—	192	—		—	—		96		—	96
	1347	—	263	186	345	12	541	449	—	—	—	—
	1918	—	—	—	467	12	959	480	—	—		
Dps......	1151	—	—	—	182	10	384	575	—	—	—	

Gewichtsprozente.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	H_2O	Summe
Cal......	—	—	—	—	—	—	—	0·53	—	—	0·42	—	0·95
Tit......	1·09	1·45	—	—	—	—	—	1·02	—	—	—	—	3·56
Kaol.....	0·47	—	0·40	—	—	—	—	—	—	—	—	0·14	1·01
Plag.....	20·07	—	9·15	—	—	—	—	2·87	2·25	0·19	—	—	34·53
Amph....	20·85	—	4·65	2·97	5·83	0·17	6·05	5·21	0·60	—	—	0·17	46·50
Dps.....	6·94	—	—	—	1·31	0·07	1·55	3·22	—	—	—	—	13·09
Summe...	49·42	1·45	14·20	2·97	7·14	0·24	7·60	12·85	2·85	0·19	0·42	0·31	99·64

	Gew. % = p	Spez.Gew. = s	$\frac{p}{s}$	Vol. %
Cal	0·95	2·714	0·35	1·1
Tit	3·56	3·48	1·02	3·1
Kaol	1·01	2·615	0·39	1·2
Plag	34·53	2·678	12·89	38·7
Amph	46·50	3·185	14·60	43·8
Dps	13·09	[1] 3·25	4·03	12·1
Summe	99·64	—	33·28	100·0

Spezifisches Gewicht des Gesteins, berechnet = 2·99.
» » » gefunden = 2·99.

Berechnete Zusammensetzung.

	Amph.	Dps.
SiO_2	44·8	53·0
Al_2O_3	10·0	—
Fe_2O_3	6·4	—
FeO	12·5	10·0
MnO	0·4	0·5
MgO	13·0	11·9
CaO	11·2	24·6
Na_2O	1·3	—
H_2O	0·4	—
Summe	100·0	100·0

1 Berechnet aus Mol. Vol. und Mol. Gew.

2. Plattiger Amphibolit.

Molekularquotienten × 10000.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	S	CO_2	H_2O
Summe...	8412	54	1650	99	780	2149	2363	387	30	8	34	632
Cal......	—	—	—	—	—	—	34	—	—	—	34	
Tit......	54	54	—	—	—	—	54		—	—		
Pyr......	—	—	—	—	4	—	—	—	—	8	—	—
Plag.....	1992	—	332	—	—	—	—	302	30	—	—	—
	1992	—	996	—	—	—	996	—	—	—	—	—
Amph....	170	—	170	—	—	—	—	85	—	—	—	85
	753	—	152	99	170	332	251	—	—	—	—	—
	2790	—	—		523	1569	698	—	—		—	
Dps.....	661	—	—	—	83	248	330	—	—	—	—	—

Gewichtsprozente.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	S	CO_2	H_2O	Summe
Cal......	—	—	—	—	—	—	0·19	—	—	—	0·15	—	0·34
Tit......	0·33	0·43	—	—	—	—	0·30	—	—	—	—	—	1·06
Pyr......	—	—	—	—	0·02	—	—	—	—	0·03	—	—	0·05
Plag.....	24·02	—	13·57	—	—	—	5·59	1·87	0·28	—	—	—	45·33
Amph....	22·39		3·29	1·58	4·98	7·66	5·32	0·53	—	—	—	0·15	45·90
Dps.....	3·99	—	—	—	0·60	1·00	1·85	—	—	—		—	7·44
Summe...	50·73	0·43	16·86	1·58	5·60	8·66	13·25	2·40	0·28	0·03	0·15	0·15	100·12

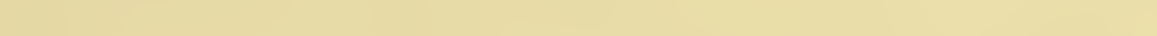
	Gew. $\%_0 = p$	Spez.Gew. $= s$	$\frac{p}{s}$	Vol. %
Cal	0·34	2·714	0·13	0·4
Tit	1·06	3·48	0·30	0·9
Pyr	0·05	5·185	0·01	0·03
Plag	45·33	2·710	16·73	49·5
Amph	45·90	3·19	14·39	42·5
Dps	7·44	[1] 3·26	2·28	6·7
Summe	100·12	—	33·84	100·0

Spezifisches Gewicht des Gesteins, berechnet = 2·96,
» » » » gefunden = 2·97.

Berechnete Zusammensetzung.

	Amph	Dps
SiO_2	48·7	53·6
Al_2O_3	7·2	—
Fe_2O_3	3·4	—
FeO	10·9	8·1
MgO	16·7	13·4
CaO	11·6	24·9
Na_2O	1·2	—
H_2O	0·3	—
Summe	100·0	100·0





[1] Berechnet aus Mol. Vol. und Mol. Gew.

3. Anthophyllit-Amphibolit.

Molekularquotienten × 1000.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	S	H_2O
Summe...	898	8	162	23	115	1	168	45	57	2	2	224
Mgk	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	2	—
Ilm	—	8	—	—	8	—	—	—	—	—	—	—
Mgt	—	—	—	8	8	—	—	—	—	—	—	—
Plag	354	—	59	—	—	—	—	—	57	2	—	—
	48	—	24	—	—	—	—	24	—	—	—	—
	20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20
Amph ..	36	—	—	—	10	—	17	9	—	—	—	—
	24	—	22	2	4	—	8	12	—	—	—	—
	50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50
Anth.....	100	—	—	—	36	1	63	—	—	—	—	—
	45	—	43	2	17	—	28	—	—	—	—	—
Chl......	25	—	14	11	18	—	32	—	—	—	—	50
	21	—	—	—	12	—	20	—	—	—	—	21
Qu	175	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Gewichtsprozente.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	S	H_2O	Summe
Mgk	—	—	—	—	0·1	—	—	—	—	—	0·1	—	0·2
Ilm	—	0·6	—	—	0·6	—	—	—	—	—	—	—	1·2
Mgt	—	—	—	1·3	0·6	—	—	—	—	—	—	—	1·9
Plag	24·2	—	8·5	—	—	—	—	1·3	3·5	0·2	—	—	37·7
Amph	4·8	—	2·3	0·3	1·0	—	1·0	1·2	—	—	—	0·4	11·0
Anth.....	11·8	—	4·4	0·3	3·8	0·1	3·7	—	—	—	—	0·9	25·0
Chl	2·8	—	1·4	1·8	2·1	—	2·1	—	—	—	—	1·3	11·5
Qu	10·5						—						10·5

	Gew. $\%=p$	Spez. Gew. $=s$	$\frac{p}{s}$	Vol. %
Mgk	0·2	4·6	0·04	0·1
Ilm	1·2	4·7	0·26	0·7
Mgt	1·9	5·17	0·37	1·1
Plag	37·7	2·64	14·28	40·7
Amph........	11·0	[1] 2·98	3·69	10·5
Anth.........	25·0	[1] 2·96	8·45	24·1
Chl..........	11·5	[1] 2·9	3·97	11·3
Qu	10·5	2·65	4·04	11·5
Summe.......	99·0		35·10	100·0

Berechnete Zusammensetzung.

	Amph.	Anth.	Chl.
SiO_2.........	43·7	47·2	24·4
Al_2O_3........	20·9	17·6	12·2
Fe_2O_3........	2·7	1·2	15·7
FeO	9·1	15·2	18·2
MnO	—	0·4	—
MgO	9·1	14·8	18·2
CaO	10·9	—	—
H_2O.........	3·6	3·6	11·3
Summe.......	100·0	100·0	100·0

Spezifisches Gewicht des Gesteins, berechnet = 2·82.
» » » » gefunden = 2·79.

[1] Berechnet aus Mol. Vol. und Mol. Gew.

Olivin nicht vorhanden war. Wie auch Schliffe des Olivingabbros bei Langenlois zeigen, ist der Olivin gegen Umwandlung am wenigsten widerstandsfähig. Bevor noch der Pyroxen völlig uralitisiert ist, hat sich der Olivin schon gänzlich in ein Aggregat von Amphibol umgewandelt. Durch die Krystallisationsschieferung werden dann alle Spuren des Olivins verwischt. Die Umwandlung des Olivins läßt sich durch folgende Volumsgleichung darstellen:

Olivin + Anorthitsubstanz =		Hornblende	
	Mol. Vol.		Mol. Vol
Mg_2SiO_4	43·9	$CaMg_2Al_2Si_3O_{12}$.	135—140
$CaAl_2Si_2O_8$	101·1		
	145·0		

Die Bildung der Hornblende aus Anorthit und Olivin bringt eine Verringerung des Molekularvolums mit sich, was mit dem Volumsgesetz für die Gemengteile der krystallinen Schiefer übereinstimmt.

Das aus dem Mineralbestand berechnete spezifische Gewicht des ursprünglichen Gabbros (2·99) ist dem des flaserigen Amphibolits gleich. Man kann hier also keinen Einfluß des Volumgesetzes feststellen. Die Volumverminderung bei der Bildung von Amphibol auf Kosten von Olivin und Anorthitsubstanz wird wettgemacht durch die Amphibolbildung auf Kosten des Pyroxens. Allerdings ist zu berücksichtigen, daß bei der Amphibolbildung die Elemente des Wassers aufgenommen wurden, das bei der Volumberechnung außer Betracht bleibt.

Eine Berechnung der Projektionswerte a_0, c_0, f_0 ergibt für a_0 die Zahl 2·29. Nach den Kurven für die spezifischen Gewichte der Tiefengesteine[1] würde nach Hofrat F. Becke einem Gabbro von dieser Zusammensetzung ein spezifisches Gewicht 2·97 entsprechen. Der hohe Eisengehalt des Gesteins äußert hier seinen Einfluß.

---

[1] F. Becke: Chemische Analysen von krystallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. Akad. d. Wiss. in Wien, *75*, IV. Teil, p. 213 (1912).

Vergleicht man den errechneten Mineralbestand des Gabbros mit dem des flaserigen Amphibolits, so fällt vor allem die starke Abnahme des Plagioklasgehaltes im Amphibolit auf, die mehr auf Kosten des Anorthits als des Albits geschieht. Die Bildung der Hornblende aus Olivin und aus Pyroxen, die des Titanits aus Titaneisen bedingen eine teilweise Aufzehrung des Plagioklases. Die Durchschnittzusammensetzung des Plagioklases im unveränderten Gabbros (49% An) ist merklich anorthitreicher als die des neugebildeten typomorphen Plagioklases im Amphibolit (38% An) und fällt innerhalb der Grenzen die an den Plagioklasrelikten durch optische Untersuchung festgestellt wurden (45—59% An). Das Mittel ist etwas höher als der berechnete Durchschnitt, da nur die innersten Kerne der Gabbroplagioklase als Relikte erhalten sind.

Einen ausgezeichneten Einblick in die chemische Zusammensetzung der Gesteine gewährt die von Hofrat F. Becke vorgeschlagene Dreiecksprojektion der Gesteinsanalysen, ausgehend von den Molekularquotienten.[1] In dem untersten Dreieck kommt die gesamte Analyse zur Darstellung, wobei der Endpunkt a_0 die Molekülgruppe $R^{I}AlO_2$, der Eckpunkt c_0 die Molekülgruppe $CaAl_2O_4$ und der Eckpunkt f_0 die Molekülgruppe $R_2^{II}O_2$ repräsentiert. Der Gehalt an $SiO_2 + TiO_2$ wird über der Abszisse a_0 in Molekularprozenten angegeben. In dem nächsten Dreieck ist das Verhältnis der Mengen von $CaAl_2O_4$, $NaAlO_2$, $KAlO_2$ ersichtlich, welches bei den normalen Erstarrungsgesteinen dem Verhältnis der Feldspatsubstanzen An, Ab, Or entspricht.

Die beiden obersten Dreiecke geben schließlich das Verhältnis der in *F* des Osann'schen Dreiecks zusammengefaßten Oxyde an. Ist die Molekularzahl für Tonerde kleiner als die Summe Alkalien + Kalk, so ist das Verhältnis FeCaMg dargestellt. Bleibt ein Tonerderest, so wird im obersten Dreieck das Verhältnis FeAlMg ins Bild gebracht. Die Lage des Analysenpunktes in dem einen oder anderen Dreieck gibt wertvolle Anhaltspunkte für die Zusammensetzung der dunklen Gemengteile.

---

[1] Zum Teile publiziert in: F. Becke: Chemische Analysen von krystallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen, l. c. p. 60.

Ursprünglicher Gabbro.

Molekularquotienten × 1000.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Summe	820	18	139	19 — 8	99 +16	3	188	229	46	2
Ilm	—	18	—	—	18	—	—	—	—	—
Plag	288 182	— —	48 91	— —	— —	— —	— —	— 91	46 —	2 —
Diallag	276 4	— —	— —	— 4	59 4	3 —	76 —	138 —	— —	— —
Olivin	70	—	—	—	28	—	112	—	—	—
Mgt	—	—	—	7	7	—	—	—	—	—

Gewichtsprozente.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Summe
Ilm	—	1·4	—	—	1·3	—	—	—	—	—	2·7
Plag	28·3	—	14·2	—	—	—	—	5·1	2·9	0·2	50·7
Diallag	16·9	—	—	0·6	4·5	0·2	3·1	7·7	—	—	33·0
Olivin	4·2	—	—	—	2·0	—	4·5	—	—	—	10·7
Mgt	—	—	—	1·1	0·5	—	—	—	—	—	1·6
Summe	49·4	1·4	14·2	1·7	8·3	0·2	7·6	12·8	2·9	0·2	98·7

	Gew. $^0/_0 = p$	Spez. Gew. $= s$	$\frac{p}{s}$	Vol. $^0/_0$
Ilm	2·7	4·7	0·57	1·7
Plag	50·7	2·69	18·85	57·2
Diallag	33·0	[1] 3·28	10·06	30·6
Olivin	10·7	[1] 3·38	3·17	9·6
Mgt	1·6	5·17	0·31	0·9
Summe	98·7	—	32·96	100·0

Spezifisches Gewicht des Gesteins, berechnet = 2·99.

Berechnete Zusammensetzung.

	Diallag	Olivin
SiO_2	51·2	39·3
Fe_2O_3	1·8	—
FeO	13·6	18·7
MnO	0·6	—
MgO	9·4	42·0
CaO	23·4	—
Summe	100·0	100·0

1 Berechnet aus Mol. Vol. und Mol. Gew.

Projektionszahlen der Analysen 1 bis 4.

	1 Flaseriger Amphibolit Rehberg	2 Plattiger Amphibolit, Rehberg	3 Anthophyllit-Amphibolit, Lederfabrik	4 Flaseriger Amphibolit, Dürnitzbüchel
s	53·0	52·8	60·3	49·1
a_0	2·29	2·00	3·06	1·1
c_0	2·17	2·93	1·17	3·2
f_0	5·54	5·07	5·78	5·7
an	4·86	5·94	2·76	7·4
ab	4·92	3·77	7·00	2·4
or	0·22	0·29	0·24	0·2
fe	2·99	2·30	3·63	1·7
mg	4·04	5·05	3·77	5·2
ca	2·97	2·65	—	3·1
al	—	—	2·60	—

Zum Vergleich mit den Gesteinen des Rehberger Amphibolitzuges wurden dann noch folgende Analysen und Mittelwerte der Massengesteine nach Daly berechnet und in die Projektion (Taf. I) eingetragen:

5. Olivingabbro, Loisberg bei Langenlois. Tschermak's Min. Petr. Mitt., *1,* p. 369, 1878, $s = 3·017$.
6. Zoisit-Amphibolit, Loisberg. F. Becke: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermak's Min. Petr. Mitt., *4,* p. 312, 1882.
7. Diallag-Amphibolit, Straße Steineck-St. Leonhardt. R. Grengg: Der Diallag-Amphibolit des mittleren Kamptales. Tschermak's Min. Petr. Mitt., *29,* p. 34, 1910, $s = 3·18$.
8. Amphibolit (Schilterner Typus), Kammegg. R. Görgey: Chemische Analysen von Waldviertel-Gesteinen. Tschermak's Min. Petr. Mitt., *32,* p. 242, Analyse VI, 1914, $s = 3·09$.

9. Granat-Amphibolit, Rosenburg. R. Görgey: l. c., Analyse VII, $s = 3 \cdot 18$.
10. Anorthosit-Amphibolit, Senftenberg. J. Morozewicz: Resultate der chemischen Untersuchung des Dioritgesteins aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Verh. Min. Ges. St. Petersburg, *40*, p. 113, 1902, $s = 2 \cdot 884$.
11. Anorthosit-Amphibolit, Frauengraben bei Elsarn. R. Görgey: l. c., p. 238, Analyse 7.[1]
12. Anorthosit-Amphibolit, Senftenberg. F. Becke: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermak's Min. Petr. Mitt., *4*, p. 248, 1882.
13. Biotit-Amphibolit (Kata-Hornblendeplagioklasgneis), Dürnstein. U. Grubenmann: Die krystallinen Schiefer. Berlin 1910, p. 190, Analyse 5. $s = 2 \cdot 91$.[2]
14. Eklogit, Altenburg. Tschermak's Min. Petr. Mitt., *1*, p. 368, 1878. $s = 3 \cdot 25$.
15. Strahlsteinfels, Felling. Tschermak's Min. Mitt., 1874, p. 243. $s = 2 \cdot 99$.
16. Gangdiabas, Ottenschlag. Tschermak's Min. Mitt., 1877, p. 278.
17. Gabbromittel. Daly: Average chemical compositions of igneous-rock types. Proc. of the Amer. Ac. of Arts and Sciences, Vol. *45*, Jänner 1910, Nr. 39.
18. Gabbromittel mit Ausnahme der Olivingabbros, l. c., Nr. 46.
19. Mittel der Olivingabbros, l. c., Nr. 47.
20. Amphibolit, Schaueregg. H. Mohr: Geologie der Wechselbahn. Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. Akad. d. Wiss. in Wien, *82*, p. 337, 1913.
21. Grünschiefer, Große Klause. H. Mohr: l. c., p. 334.
22. Diabas, Krumbach. P. Richards: Die Umgebung von Aspang am Wechsel. Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt, *61*, p. 314, 1911.
23. Grünschiefer, südlich Aspang. P. Richards, l. c., p. 320.

---

[1] Im Original ist als Summe $100 \cdot 73$ angegeben.

[2] Im Original ist als Summe $99 \cdot 77$ angegeben.

	5 Olivingabbro	6 Zoisit-Amphibolit	7 Diallag-Amphibolit	8 Amphibolit, Schilterntypus	9 Granat-Amphibolit	10 Anorthosit-Amphibolit	11 Anorthosit-Amphibolit	12 Anorthosit-Amphibolit
SiO_2	46·71	47·30	45·92	45·19	48·74	46·72	46·18	45·93
TiO_2	—	0·45	0·45	2·25	1·98	Spur	—	—
Al_2O_3	22·23	16·86	14·39	13·39	13·79	26·33	31·80	34·37
Fe_2O_3	0·79	1·69	6·19	4·48	3·08	1·34	1·77	0·45
FeO	5·46	5·61	9·83	10·50	11·45	3·52	1·63	0·95
MnO	—	—	0·16	0·48	0·36	Spur	—	—
MgO	10·30	11·32	12·28	6·97	6·68	3·83	0·97	0·78
CaO	11·69	13·27	5·05	10·04	10·44	14·00	16·50	17·54
Na_2O	1·70	4·27	1·92	3·19	0·98	3·04	1·73	1·63
K_2O	0·15	0·40	0·37	0·97	0·67	0·51	0·24	0·13
H_2O	1·15	—	1·55	2·15	2·06	1·02	0·91	—
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	Spur	0·24	0·47	—	—	—
S	Spur	—	—	Spur	—	0·11	—	—
Summe.....	100·18	101·17	98·11	99·85	100·70	100·42	101·73	101·78

Molekularquotienten × 1000.								
SiO_2	775	784	762	749	808	775	766	762
TiO_2	—	6	6	28	25	—	—	—
Al_2O_3	218	165	141	131	135	258	311	336
$1/2\,Fe_2O_3$	10	22	78	56	38	16	22	6
FeO	76	78	137	146	159	49	23	13
MnO	—	—	2	7	5	—	—	—
MgO	256	281	305	173	166	95	24	19
CaO	208	236	90	179	186	250	294	313
Na_2O	27	69	31	51	16	49	28	26
K_2O	2	4	4	10	7	5	3	1
Projektionswerte.								
s	49·3	48·0	49·4	50·8	53·9	51·3	52·1	51·6
a_0	1·4	2·9	1·6	2·8	1·2	2·6	1·6	1·4
c_0	4·4	1·8	2·1	1·6	3·0	4·9	7·3	8·1
f_0	4·2	5·2	6·3	5·6	5·8	2·5	1·1	0·5
an	7·6	3·9	5·6	3·7	7·1	6·5	8·2	8·5
ab	2·2	5·8	3·9	5·3	2·0	3·2	1·6	1·4
or	0·2	0·3	0·5	1·0	0·9	0·3	0·2	0·1
fe	2·4	1·9	3·9	4·3	4·6	3·2	5·4	4·5
mg	7·1	5·4	5·5	3·5	3·7	4·6	2·9	4·5
ca	0·5	2·7	—	2·2	1·7	2·2	1·7	1·0
al	—		0·6				—	—

	13 Biotit-Amphibolit	14 Eklogit	15 Strahlsteinfels	16 Gangdiabas	17 Gabbromittel	18 Gabbromittel (ausg. Olivingabbro)	19 Olivin-gabbromittel	20 Amphibolit
SiO_2	49·47	48·89	56·88	45·93	48·24	49·50	46·49	48·21
TiO_2	1·62	—	—	—	0·97	0·84	1·17	1·63
Al_2O_3	19·24	14·46	1·36	15·09	17·88	18·00	17·73	13·95
Fe_2O_3	1·43	2·00	0·48	1·87	3·16	2·80	3·66	3·42
FeO	5·06	7·15	3·26	11·45	5·95	5·80	6·17	8·50
MnO	—	—	—	—	0·13	0·12	0·17	—
MgO	6·66	12·21	26·43	14·82	7·51	6·62	8·86	7·89
CaO	9·20	13·76	12·35	8·92	10·99	10·64	11·48	10·56
Na_2O	4·07	1·75	—	1·93	2·55	2·82	2·16	2·89
K_2O	1·97	0·17	—	0·22	0·89	0·98	0·78	0·30
H_2O	1·07	0·40	—	0·58	1·45	1·60	1·04	2·48
CO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	0·28	0·28	0·29	0·08
S	—	—	—	—	—	—	—	—
Summe	99·79	100·79	100·76	100·81	100·00	100·00	100·00	99·91

Molekularquotienten × 1000.

SiO_2	820	811	943	762	800	821	771	800
TiO_2	20	—	—	—	12	10	15	20
Al_2O_3	188	141	13	148	175	176	173	136
$1/2\,Fe_2O_3$	18	26	6	24	40	36	46	42
FeO	70	100	45	159	83	81	86	118
MnO	—	—	—	—	2	2	2	—
MgO	165	303	656	368	186	164	220	196
CaO	164	245	220	159	196	190	205	188
Na_2O	66	28	—	31	41	45	35	47
K_2O	21	2	—	2	9	10	8	3

Projektionswerte.

s	54·8	49·0	50·1	46·1	52·6	54·1	50·4	52·9
a_0	4·0	1·3	0·0	1·4	2·4	2·7	2·0	2·4
c_0	2·3	2·5	0·3	2·4	3·0	3·0	3·0	2·1
f_0	3·7	6·2	9·7	6·2	4·6	4·3	5·0	5·5
an	3·7	6·5	10·0	6·4	5·6	5·2	6·0	4·6
ab	4·8	3·3	0·0	3·4	3·6	3·9	3·2	5·1
or	1·5	0·2	0·0	0·2	0·8	0·9	0·8	0·3
fe	2·8	2·2	0·5	3·1	3·3	3·4	3·1	3·5
mg	5·2	5·4	7·2	6·2	4·9	4·7	5·1	4·3
ca	2·0	2·4	2·3	0·7	1·8	1·9	1·8	2·2

	21 Grünschiefer	22 Diabas	23 Grünschiefer	24 Norit	25 Norit	26 Norit	27 Gabbro	28 Gabbro
SiO_2	45·92	49·42	42·32	58·00	58·60	51·30	49·30	49·45
TiO_2	2·10	0·68	3·51	—	—	—	—	0·32
Al_2O_3	16·10	16·98	15·89	22·20	22·90	25·20	21·60	20·41
Fe_2O_3	2·83	2·59	6·10	1·97	2·52	2·91	2·28	1·34
FeO	8·30	6·06	6·76	7·24	6·98	8·39	7·26	9·51
MnO	—	Spur	Spur	—	—	—	—	—
MgO	7·90	9·04	7·45	3·84	3·97	4·01	7·82	5·34
CaO	8·10	9·80	10·05	2·17	1·65	2·50	10·20	9·96
Na_2O	2·95	2·73	1·89	3·18	3·25	3·82	2·15	2·73
K_2O	0·39	0·63	0·53	0·68	0·51	0·79	0·29	0·20
H_2O	4·05	2·62	3·53	0·40	0·63	0·55	0·10	0·70
CO_2	1·34	—	2·35	—	—	—	—	—
P_2O_5	0·74	Spur	Spur	—	—	—	—	—
S..........	—	—	—	—	—	—	—	—
Summe.....	100·72	100·55	100·38	99·68	101·01	99·47	101·00	99·96

Molekularquotienten × 1000.

SiO_2	762	820	702	962	972	851	818	820
TiO_2	26	8	44	—	—	—	—	4
Al_2O_3	158	166	155	217	224	247	211	200
$^1/_2\,Fe_2O_3$ ...	36	32	76	25	32	36	29	17
FeO	116	84	94	101	97	117	101	132
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	196	224	185	95	98	99	194	132
CaO	144	175	179	39	29	45	182	178
Na_2O	48	44	30	51	52	62	35	44
K_2O	4	7	6	7	5	8	3	2

Projektionswerte.

s	52·9	53·1	50·7	64·3	64·4	58·1	52·0	53·9
a_0	2·6	2·4	1·8	3·0	2·9	3·2	1·8	2·3
c_0	2·6	2·8	3·0	1·0	0·7	1·0	4·2	3·9
f_0	4·8	4·8	5·2	6·0	6·4	5·8	4·0	3·8
an	5·0	5·3	6·2	2·5	2·0	2·4	7·0	6·2
ab	4·6	4·1	3·2	6·6	7·3	6·7	2·8	3·6
or	0·4	0·6	0·6	0·9	0·7	0·8	0·2	0·2
fe	3·9	2·9	4·1	2·7	2·6	3·0	3·9	4·9
mg	5·1	5·6	4·5	2·1	1·9	1·9	5·8	4·3
ca	1·0	1·5	1·4	—	—	—	0·3	0·8
al	—	—	—	5·2	5·5	5·1	—	—

24. Norit, Les Prinaux. Lacroix. Bull. serv. carte geol. France 67, 1899. Siehe auch: Osann A., Beiträge zur chemischen Petrographie, II. Teil, Stuttgart 1905. Nr. 567. $s = 2 \cdot 84$.

25. Norit, Les Prinaux. Lacroix, l. c., Osann A., l. c. Nr. 568. $s = 2 \cdot 86$.

26. Norit, Les Prinaux. Lacroix, l. c., Osann A., l. c., Nr. 569. $s = 2 \cdot 88$.

27. Gabbro, Des Bois b. Pallet. Lacroix, l. c., Osann A., l. c., Nr. 565. $s = 2 \cdot 95$.

28. Gabbro, La Morandière. Lacroix, l. c., Osann A., l. c., Nr. 566. $s = 2 \cdot 98$.

Die Analysen 1 bis 16 stammen von Gesteinen aus dem Waldviertel, 20 bis 23 von solchen aus dem alpinen Wechselgebirge. Die fünf letzten Analysen geben die Zusammensetzung von Gabbros und Noriten aus dem Departement Loire-Inférieure in Nordwest-Frankreich. Im Kern der Masse tritt dort Gabbro auf, während sich der Norit in den peripheren Teilen findet.

In der Projektion (Taf. I) sind die Gesteine des Rehberger Zuges als große, ausgefüllte Kreise, die übrigen aus dem Waldviertel als leere Kreise eingezeichnet. Kleine, volle Kreise stellen die von Daly berechneten Mittelwerte der Gabbros dar. Die Gesteine aus der Umgebung von Aspang sind durch liegende Kreuze, die Norite und Gabbros von Loire-Inférieure durch stehende Kreuze gekennzeichnet. Die Zahlen bei den Projektionspunkten beziehen sich auf die oben angeführten Analysennummern.

Die Zusammensetzung des flaserigen Amphibolits von Rehberg (1) und vom Dürnitzbüchel (4) ist von der des plattigen Amphibolits von Rehberg (2) nicht wesentlich verschieden. Die beiden Analysen unterscheiden sich nicht stärker als das Analysen von Proben desselben Gesteinskörpers zu tun pflegen. Zwei ist reicher an Plagioklas und daher die Mischung desselben An-reicher, wie es der Erfahrung entspricht.

Die Unterschiede sind wohl schwerlich durch das Fortschreiten der Schieferung zu erklären. In der wesentlichen Übereinstimmung der beiden Analysen liegt eine Stütze der Auffassung, daß der plattige Amphibolit eine strukturell weiter fortgeschrittene Ausbildung des flaserigen sei, beide aber von Gabbrogesteinen abstammen. Deutlich weicht der Anthophyllit-Amphibolit (3) von den vorigen ab, der sich — wie auch die Lage der Punkte in der Gesteinsprojektion erkennen läßt — durch auffallend geringen Kalk- und höheren Kieselsäuregehalt unterscheidet. Es ist allerdings zuzugeben, daß ein Teil dieser chemischen Unterschiede durch den schlechteren Erhaltungszustand (Chloritbildung!) bedingt ist. Im Feldspatdreieck zeigt sich, übereinstimmend mit der optischen Bestimmung, die stark schwankende Zusammensetzung der Plagioklase dieser Gesteine an, während der Gehalt an Orthoklassubstanz bei allen vier ein sehr geringer ist. Vergleicht man den Anorthitgehalt des theoretischen Durchschnittsplagioklases, wie ihn die Projektion ergibt, mit der optisch bestimmten Zusammensetzung des Gesteinsgemengteiles, so findet man den optisch nachweisbaren Anorthitgehalt stets etwas niedriger. Die Unterschiede bewegen sich aber, wie die folgenden Zahlen zeigen, nur in mäßigen Grenzen:

	1	2	3	4
% An theoretisch	50	61	28	75
% An gefunden (im Mittel)	41	55	15	53

Die Bildung des Titanits aus Titaneisen, vor allem aber der Tonerdegehalt des Amphibols sind die Ursache dieser Differenzen. Dazu kommt noch bei dem Gestein vom Dürnitzbüchel (4) das Auftreten von mejonitreichem Skapolith, dessen Vorkommen den Anorthitgehalt des Plagioklases vermindert und bei dem Anthophyllit-Amphibolit (3) der Kalkgehalt des monoklinen Amphibols, der in der Projektion nicht zum Ausdruck kommt, da bei Überschuß an Al_2O_3 sämtliches CaO als Anorthit verrechnet wird.

Sehr auffällig tritt die Verschiedenheit zwischen dem Anthophyllit-Amphibolit und den beiden anderen Gesteinen

in den zwei obersten Dreiecken in Erscheinung. Während nämlich die Lage der Projektionspunkte des flaserigen und des plattigen Amphibolits (1, 2, 4) einen hohen Kalkgehalt der dunklen Gemengteile anzeigt, der bei anderen verwandten Gesteinen aus dem Waldviertel kaum erreicht wird, fällt der Projektionspunkt des Anthophyllit-Amphibolits (3) infolge des Überschusses an Tonerde in das Dreieck *fe, al, mg.*

Ganz ähnlich verhalten sich Norite (24, 25, 26) und Gabbros (27, 28) aus dem Loire-Inférieure zu einander. Wie der Anthophyllit-Amphibolit gegenüber den beiden anderen Amphibolittypen sind hier die Norite gegenüber den Gabbros durch höheren Kieselsäuregehalt, geringeren Kalkgehalt und durch Tonerdeüberschuß ausgezeichnet. Auch bezüglich des spezifischen Gewichtes (siehe p. 259 und 282) herrschen hier ähnliche Verhältnisse. Es liegt daher sehr nahe, anzunehmen, daß der Anthophyllit-Amphibolit aus einer noritartigen Abart des ursprünglichen Gabbros hervorgegangen ist. Freilich muß bemerkt werden, daß die chemische Zusammensetzung von 3 durch die Chloritbildung etwas verändert wurde, aber doch wohl nicht in dem Ausmaße, daß die Beziehungen zu Norit nicht zu Recht bestehen.

Der flaserige und der normale plattige Amphibolit haben, wie die Projektion zeigt, die Zusammensetzung eines Gabbros. Sie kommen den Mittelwerten, welche Daly für Gabbro (17), olivinfreien Gabbro (18) und Olivingabbro (19) angibt, besonders letzteren, recht nahe. Geringerer Gehalt an Orthoklassubstanz und höherer Kalkgehalt der femischen Gemengteile in den Amphiboliten spricht sich in den Dreiecken *ab, an, or* und *fe, mg, ca* aus.

In die Projektion sind dann auch einige andere, basische Gesteine aus dem Waldviertel eingetragen. Schon auf den ersten Blick kann man erkennen, daß die Anorthosit-Amphibolite (10, 11, 12) sich durch ihren hohen Gehalt an Anorthitsubstanz von den übrigen Gesteinen trennen, da die Projektionspunkte gegen den Eckpunkt c_0 hin abweichen. Die Plagioklase dieser Amphibolite erscheinen am anorthitreichsten von allen angeführten Gesteinen. Bei den besonders plagioklasreichen Typen 11 und 12 ist in dem Dreieck

fe, mg, ca ein höherer Eisengehalt der femischen Gemengteile angedeutet.

Solche anorthositische Varietäten kommen, wenngleich selten, auch im Rehberger Zug vor; z. B. gehören die von Becke in der Waldviertelarbeit beschriebenen Gesteine westlich von der Straße Langenlois—Mittelberg hierher (Tschermak's Min. Petr. Mitt., 4, p. 360 [1881]).

Ähnlich wie die Anorthosit-Amphibolite verhält sich der Olivingabbro (5) vom Loisberg, von dem eine plagioklasreiche Varietät analysiert wurde, die sich ebenfalls der Zusammensetzung der Anorthosite nähert. Die Projektionspunkte dieses Gesteins weichen daher auch gegen die Eckpunkte c_0, respektive *an* hin ab. Die femischen Gemengteile des Olivingabbros sind durch einen hohen Magnesia- und geringen Kalkgehalt ausgezeichnet, was durch das Auftreten des Olivins als Gesteinsgemengteil bedingt wird. Dasselbe Mineral ist auch die Ursache der geringen Menge an Kieselsäure.

Ein Produkt der Metamorphose dieses Gabbros ist der Zoisit-Amphibolit vom Loisberg (6). Auch er ist durch geringen Kieselsäuregehalt ausgezeichnet. Von den Gesteinen des Rehberger Amphibolitzuges unterscheidet er sich chemisch trotz seines abweichenden Mineralbestandes (Auftreten von Zoisit!) nicht wesentlich.

Von demselben Amphibolitzug im Liegenden des Gföhlergneises, dem auch der Anorthosit-Amphibolit von Senftenberg angehört, stammt noch der analysierte, körnigstreifige Amphibolit von Kammegg (8). Auch der Granat-Amphibolit von Rosenburg (9) läßt sich mit dem genannten Gesteinszug in Verbindung bringen. Der Biotit-Amphibolit von Dürnstein (13) hat eine ähnliche Position aber im Südwesten des Gföhlergneises. Während die beiden erstgenannten Gesteine die Zusammensetzung von Gabbros haben und von dem Rehberger Gabbro-Amphibolit nicht stark abweichen, bildet der Biotit-Amphibolit, wie der relativ hohe Gehalt an Alkalifeldspat erweist, den Übergang zu jenen krystallinen Schiefern, die sich von Dioriten ableiten lassen. Für alle drei Gesteine ist der höhere Gehalt an Orthoklassubstanz charakteristisch,

der sie von den übrigen Amphiboliten unterscheidet. Es geht dies aus der Lage der Projektionspunkte im Feldspatdreieck hervor. Die Amphibolite von Kammegg (8) und Rosenburg (9) sind dann auch durch einen höheren Eisengehalt der dunklen Gemengteile ausgezeichnet, der sich im Dünnschliff durch die grünbraune Farbe der Hornblende anzeigt.

Sowohl durch seinen Mineralbestand als auch durch die chemische Zusammensetzung weicht der Diallag-Amphibolit des mittleren Kamptales (7) von den Gesteinen des Rehberger Amphibolitzuges ab. Wenngleich er auch mit gabbroiden Massengesteinen verwandt ist, deutet doch die Lage seines Projektionspunktes im Dreieck *fe, mg, al* eine stark verschiedene Zusammensetzung seiner dunklen Gemengteile an. Namentlich ist der Tonerdegehalt der femischen Gemengteile interessant, der sich mineralogisch im Granatgehalt ausprägt. Vielleicht hängt er mit dem großen Tonerdeüberschuß des begleitenden Granulits zusammen. Im übrigen stimmt der geringere Kalkgehalt sehr gut mit dem perthitisch mit Bronzit verwachsenen Pyroxen und der Anorthitarmut des Plagioklases.

Ziemlich nahe kommt dem Rehberger Amphibolit der Eklogit von Altenburg (14). Etwas geringerer Kalk- und höherer Magnesiagehalt zeichnet das Gestein aus, das sich ebenfalls von einem gabbroiden Magma herleitet.

Zu jenen Randbildungen von Peridotit (Olivinfels), welche an der Grenze gegen Gneis oder Amphibolit häufig gefunden werden, gehört der Strahlsteinfels von Felling (15). Das Gestein ist ein durch Stoffaustausch entwickeltes Produkt der Metamorphose. Seine Projektionspunkte liegen in dem Feld der Peridotite. Charakteristisch ist der Mangel an Alkalien und der Reichtum an Magnesia. Der Gehalt an Kieselsäure ist so hoch, daß gerade das Sättigungsniveau erreicht wird, wie die Zusammensetzung des Strahlsteins es verlangt.

Den besprochenen krystallinen Schiefern gehört der Gangdiabas von Ottenschlag (16) nicht an. Er dürfte der Ganggefolgschaft des Rastenberger Granits zukommen. Seine besonders große Armut an Kieselsäure, der Reichtum an

Eisen und Magnesium bei geringem Kalkgehalt sind durch das reichliche Auftreten von Olivin verursacht.

In die Projektion sind dann noch Grünschiefer und verwandte Gesteine aus der Umgebung von Aspang (20 bis 23) eingezeichnet. In keinem der Dreiecke trennen sie sich von den Gesteinen aus dem Waldviertel. Von dem flaserigen und dem ebenplattigen Amphibolit des Rehbergerzuges unterscheiden sie sich bloß durch einen geringeren Kalkgehalt der dunklen Gemengteile. Die Kieselsäuremenge ist von der der Waldviertelgesteine auch gar nicht verschieden.

Ein wesentlicher Unterschied besteht aber darin, daß bei den Aspangergesteinen die Projektion einen viel höheren Anorthitgehalt des Durchschnittsplagioklases anzeigt, als die optische Bestimmung ergibt. Während die berechneten Durchschnittsplagioklase zwischen 47 % und 66 % An schwanken, ist die wirkliche Zusammensetzung der Plagioklase 0 % bis 20 % An. Bei den Gesteinen des Waldviertels kommen hingegen Berechnung und Beobachtung einander viel näher. Die Waldviertelgesteine gehören der unteren, die Aspangergesteine aber der oberen Tiefenstufe an, für welche Albitisierung der Plagioklase charakteristisch ist.

Schlußbetrachtungen.

Petrographische Charakteristik des Rehbergerzuges.

Petrographisch sind die Gesteine des Rehberger Amphibolitzuges von anderen Amphiboliten aus dem niederösterreichischen Waldviertel durch das Hervortreten der Krystallisationsschieferung unterschieden. Für die flaserigen Varietäten ist dann der Gehalt an relikten Mineralen sehr charakteristisch. Rein granoblastische Struktur ist ziemlich selten und beschränkt sich auf feinkörnige, plagioklasreiche Varietäten des normalen, ebenplattigen Amphibolits und auf die epidotreichen Lagen an der Grenze gegen den Schiefergneis. Amphibolreichere Varietäten lassen durch die Parallelstellung der grünen Hornblendesäulchen nicht selten eine Streckungsrichtung im Gestein erkennen.

Vergleich mit anderen Waldviertel-Amphiboliten.

Anders die körnigstreifigen Amphibolite vom Schiltener Typus. Ihre Struktur ist immer rein granoblastisch. Die Amphibole besitzen eine mehr bräunliche Farbe und bilden rundliche, verschieden gelagerte Körner. Wenn Granat auftritt, ist er häufig von einem Kranz von Feldspat umgeben, eine zentrische Struktur, die dem Rehberger Amphibolit völlig fremd ist.

Der Amphibolit vom Loisberg, der gut erkennbare Kerne von Olivingabbro führt, ist durch das reichliche Auftreten von typomorphem Zoisit von dem Rehberger Amphibolit unterschieden, der nur an der Grenze gegen den Schiefergneis manchmal reichlich Epidot führt.

Durch Mineralbestand und Struktur weicht der von R. Grengg[1] untersuchte Diallag-Ampibolitzug von dem Rehbergerzug stark ab. Paralleltextur ist in dem Gestein meist recht undeutlich. Dunkelbraune Hornblende, Plagioklas und lichtgrüner Omphacit mit Diallagstruktur bilden ein granoblastisches Gemenge, in dem Granat in größeren Porphyroblasten auftritt. Der Granat bildet häufig eine Art Strukturzentrum, wenn Amphibol und Plagioklas eine diablastische, radialstruierte Hülle um ihn bilden.

Eine porphyrartige Struktur zeichnet jene Amphibolite aus, die in der Gegend von Spitz als Begleiter des dortigen Granodioritgneises[2] auftreten. In dem deutlich geschieferten, dunklen Gestein findet man zahlreiche, lichte Augen von Plagioklas, die bei näherer Untersuchung eine feinkörnige, granoblastische Struktur zeigen. In ihrem Kern kann man manchmal noch mehr oder minder gut erhaltenen relikten Plagioklas erkennen, aus dem sie hervorgegangen sind. Man könnte vielleicht an eine porphyrische Struktur des Erstarrungsgesteines denken, aus welchem sich diese Fleckamphibolite entwickelt haben.

---

[1] R. Grengg: Der Diallag-Amphibolit des mittleren Kamptales. Tschermak's Min. Petr. Mitt., *29*, 1910, p. 1.

[2] F. Becke: Granodioritgneis im Waldviertel. Tschermak's Min. Petr Mitt., *34*, 1918, p. 70

Außer den erwähnten Amphiboliten finden sich dann im Waldviertel noch solche, die durch Übergänge innig mit Schiefergneis verbunden erscheinen, so daß man oft nicht in der Lage ist anzugeben, wo die Grenze zwischen den beiden Gesteinen verläuft. Möglicherweise sind diese Amphibolite nicht von basischen Eruptivgesteinen, sondern von kalkreicheren Sedimenten abzuleiten. Durch Stoffaustausch zwischen den kalkreichen Augitgneisen und den kalkärmeren Gesteinen der Umgebung sind jene Amphibolite entstanden, die häufig mantelartig die Augitgneise im »Seyberer Gneis« umhüllen. Die Kenntnis von diesen letztgenannten Amphibolittypen ist noch nicht weit vorgeschritten, namentlich fehlen noch Analysen.

Ursprungsgesteine, Tiefenstufe und systematische Stellung des Rehbergerzuges.

Sowohl der Mineralbestand und die Reliktstruktur der flaserigen Varietät, als auch die chemische Zusammensetzung aller analysierten Gesteine des Rehberger Amphibolitzuges beweisen, daß dieser aus Tiefengesteinen der Gabbrofamilie hervorgegangen ist. Ähnlich wie die Anorthosit-Amphibolite in dem Zug der körnigstreifigen Amphibolite vom Schiltener Typus einer Nebenreihe angehören, die sich aus Anorthositen entwickelt hat, liegt der Anthophyllit-Amphibolit auf einem im Waldviertel bisher unbekannten Seitenzweig des Rehberger Amphibolits, der die chemische Zusammensetzung von Noriten besitzt.

Das Auftreten von typomorphen Mineralen, wie Pyroxen und anorthitreicher Plagioklas, beweist, daß die Bildung des Gabbro-Amphibolits gleich der der übrigen moldanubischen, krystallinen Schiefer in der unteren Tiefenstufe F. Beckes[1] erfolgte.

In der Systematik von Grubenmann[2] würden die Gesteine des Rehberger Amphibolitzuges der IV. Gruppe

[1] F. Becke: Über Mineralbestand und Struktur der krystallinischen Schiefer. Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. Akad. d. Wiss. in Wien, *75*, 1903, p. 33.

[2] U. Grubenmann: Die kristallinen Schiefer, 2. Aufl., Berlin 1910.

(Eklogite und Amphibolite) angehören und Übergangsformen von der 1. Ordnung (Plagioklasaugitfelse und Eklogite) zur 2. Ordnung (Meso-Amphibolite) darstellen. Prof. Grubenmann verlegt den Smaragditgabbro des niederösterreichischen Waldviertels, eine grobkörnige Varietät des flaserigen Amphibolits, in die oberste Zone und führt ihn in seiner Systematik unter den »Gabbroschiefern« im Anhang an die 3. Ordnung der IV. Gruppe an.[1] Dieser Ansicht widerspricht aber das Vorkommen der typomorphen Minerale der unteren Tiefenstufe. Die Spuren von Kataklase, die in dem Gestein besonders in den relikten Plagioklasen durch Verbiegung und Knickung der Zwillingslamellen hervortreten, sind allein nicht hinreichend für die Zuordnung des Gesteins in eine höhere Zone, da so grobkrystalline Gesteine, wie das vorliegende, augenscheinlich auch in tieferen Zonen Neigung zu kataklastischen Phänomenen zeigen.

---

[1] L. c. p. 209.

**Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Wien,
Februar 1918.**

Tafelerklärung.

Tafel I.

Auftreten und Verbreitung des Gabbro-Amphibolits von Rehberg. Schiefergneis, Glimmerschiefer, Quarzit und Sedimente wurden in der geologisch-petrographischen Skizze nicht ausgeschieden.

Gesteinsprojektion nach F. Becke. Erklärung und Diskussion auf p. 57 und 60 f. Im untersten Dreieck a_0 c_0 f_0 ist das Verhältnis folgender Atomgruppen dargestellt, die sich aus den Molekularzahlen ableiten. $A_0 = KAlO_2 + NaAlO_2$, $C_0 = CaAl_2O_4$, $F_0 = Ca_2O_2 + Mg_2O_2 + Fe_2O_2$ (bei Überschuß von CaO über den Rest von Al_2O_3 nach Sättigung der Alkalien) oder $= Al_2O_3 + Mg_2O_2 + Fe_2O_2$ (bei Überschuß von Al_2O_3 über Alkalien + Kalk).

Das darunter liegende Bild liefert die Ordinate: Molekularprozente $SiO_2 + TiO_2$ über der Abscisse a_0.

Das Dreieck *An Ab Or* gibt das Verhältnis $An = CaAl_2O_4$, $Ab = NaAlO_2$, $Or = KAlO_2$.

Das Dreieck *ca fe mg* enthält die Projektionspunkte der Gesteine mit Überschuß von CaO nach dem Verhältnis $Ca_2O_2 : Fe_2O_2 : Mg_2O_2$; das Dreieck *al fe mg* die Punkte der Gesteine mit Tonerdeüberschuß nach dem Verhältnis $Al_2O_3 : Fe_2O_2 : Mg_2O_2$; beide geben Auskunft über das Verhältnis der in F_0 zusammengefaßten Stoffe.

Die Projektionszahlen stehen in den Tabellen p. 274, 277, 279 und 281

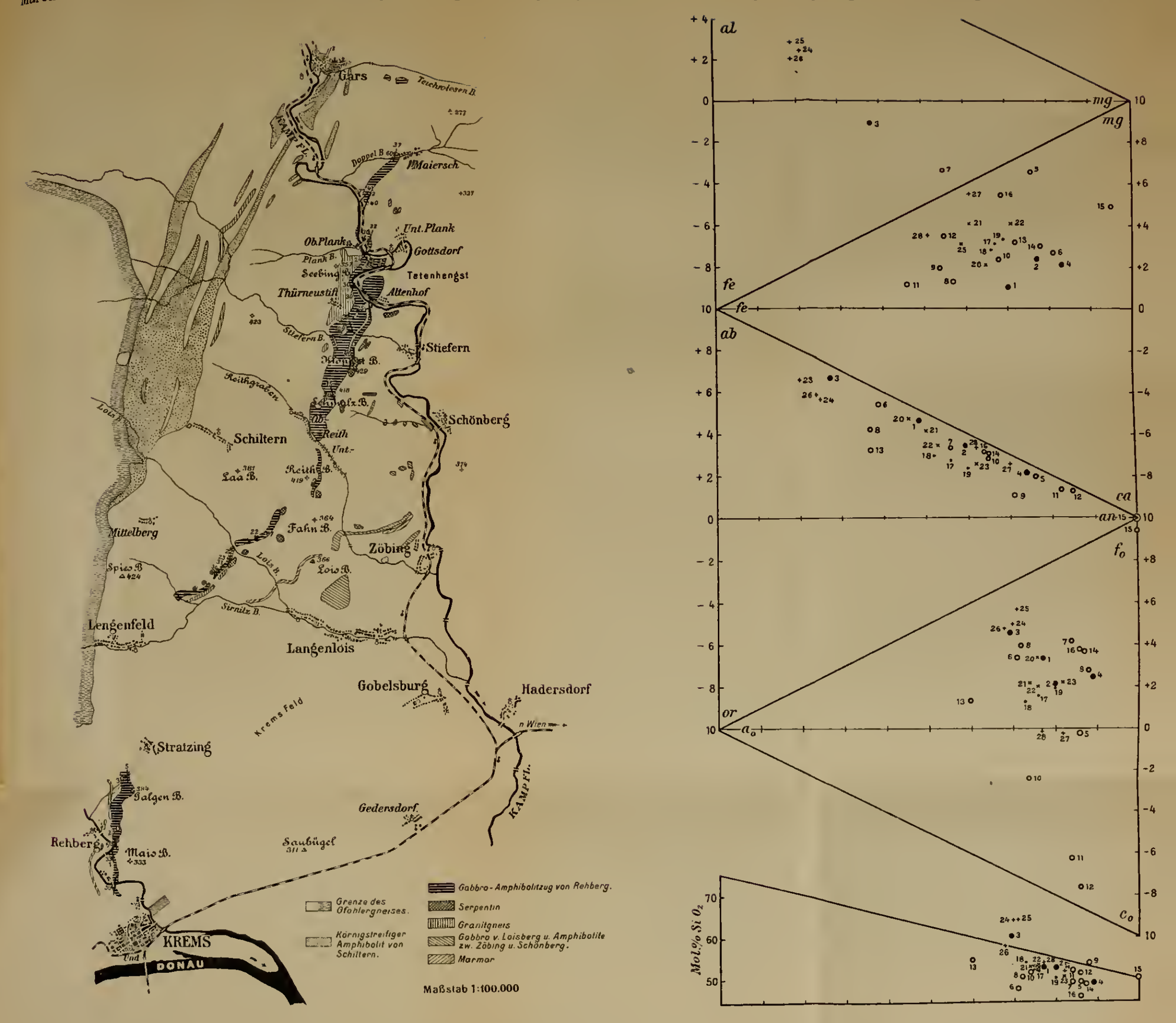
Tafel II.

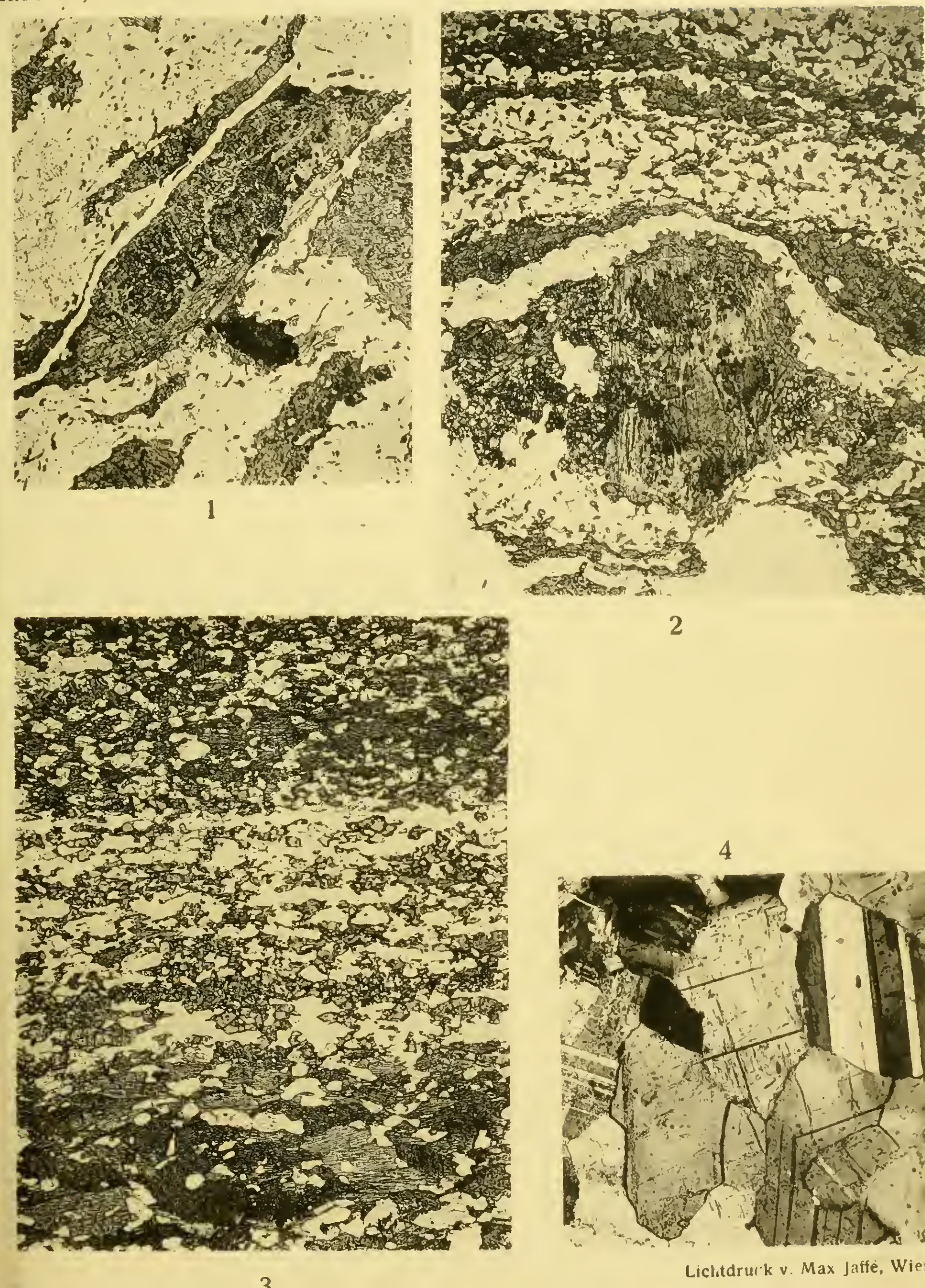
Fig. 1. Uralit mit Kernen von reliktem Pyroxen (durch Einschlüsse dunkel gefärbt) und mit Einschlüssen von kleineren, neugebildeten Diopsidkörnern (p. 228 und 231). Vergr. 7 mal.

Fig. 2. Streckungshof um einen Uralitknoten (p. 234). Vergr. 7 mal.

Fig. 3. Epidotreiche, lichte Lage im Amphibolit. Die hornblendereicheren Lagen besitzen größere Amphibolitindividuen. Deutliche Krystallisationsschieferung (p. 251). Vergr. 17 mal.

Fig. 4. Plagioklas mit An-reicherem Kern von reliktem Gabbro-Plagioklas (p. 224). Gekreuzte Nikols. Vergr. 40 mal.


Gars
Teichwiesen B.
Doppel B.
Maiersch
Unt. Plank
Ob. Plank
Plank B.
Gottsdorf
Seeberg B.
Tetenhengst
Thürneustift
Altenhof
Stiefern B.
Stiefern
Reithgraben
Schönberg
Schiltern
Reith
Laa B.
Mittelberg
Fahn B.
Zöbing
Spies B.
Lois B.
Loisb.
Sirnitz B.
Lengenfeld
Langenlois
Gobelsburg
Hadersdorf
Krems Feld
n. Wien
Stratzing
Galgen B.
Gedersdorf
KAMP FL.
Rehberg
Mais B.
Saubügel
KREMS
DONAU
Grenze des Gföhlergneises.
Körnigstreifiger Amphibolit von Schiltern.
Gabbro-Amphibolitzug von Rehberg.
Serpentin
Granitgneis
Gabbro v. Loisberg u. Amphibolite zw. Zöbing u. Schönberg.
Marmor
Maßstab 1:100.000
al
mg
fe
ab
ca
an
f_o
or
a_o
c_o
Mol % $Si\,O_2$



Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien